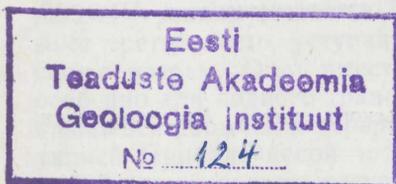


ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
ПСКОВСКО-ЧУДСКОГО ОЗЕРА

*К XI Международному
конгрессу ИНКВА
в Москве, 1982*



АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ



ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПСКОВСКО-ЧУДСКОГО ОЗЕРА

Под редакцией А. В. Раукаса

ТАЛЛИН 1981

Редакционная коллегия:

кандидаты геолого-минералогических наук С. С. Бауков и Х. А. Вийдинг, доктор геолого-минералогических наук Д. Л. Кальо (председатель), кандидат геолого-минералогических наук Э. Р. Клааманн (секретарь), доктор геолого-минералогических наук Р. М. Мянниль, академик АН ЭССР [К. К. Орвику], член-корреспондент АН ЭССР А. В. Раукас.

Ответственный редактор А. В. Раукас.

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии наук Эстонской ССР.

РИСО №

УДК 551.312.4(470.2)

Донные отложения Псковско-Чудского озера. Сборник статей. Таллин, 1981, с. 160. (русс.; рез. англ.).

В сборнике публикуются статьи, в которых исследуются структурные типы и вещественный состав донных отложений, распределение в их поверхностном слое диатомовых водорослей, пыльцы и спор, а также вопросы использования этих отложений. Рассматриваются факторы, обусловившие характер осадконакопления: рельеф коренных пород, тектонические движения. Сборник предназначен для геологов-четвертичников, геоморфологов, гидрологов и биологов, занимающихся озероведением.

Академия наук Эстонской ССР. Институт геологии. Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллин, изд-во «Ээсти рааматя».

озера. На русском языке. Редакционно-издательский совет АН ЭССР, Таллин. Редактор А. Вейт. Технический редактор Э. Вийра Сдано в набор 8 XII 1980. Подписано к печати 21. 08. 81. Бумага 70×108/16. Печатных листов 13,00. Условно-печатных листов 12,9. Учетно-издательских листов 13,09. Тираж 500, МВ-08811. Редакционно-издательский совет АН ЭССР, Таллин, бульвар Эстония, 7. Типография «Юхисэлу», Таллин, ул. Пикк, 40/42. Заказ № 3405. Цена 2 руб.

1903030200

Д $\frac{20806-000}{M906(-6)-81}$ 25—80

© Академия наук Эстонской ССР, 1981.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Как известно, Псковско-Чудское озеро относится к числу крупнейших внутренних водоемов Европы, а в Европейской части СССР занимает третье место, уступая по площади только Ладожскому и Онежскому озерам. Оно имеет важное народнохозяйственное значение, особенно для водного транспорта и рыбного хозяйства. В связи с развивающейся добычей и переработкой горючих сланцев, а также с эксплуатацией Прибалтийской и Эстонской ГРЭС, возрастающую ценность приобретают водные ресурсы озера как охладители крупных котлов электростанций. Генеральным планом использования водных ресурсов Эстонской ССР предусматривается направление вод Псковско-Чудского озера для пополнения запасов питьевой воды Таллина и других городов Северной Эстонии. Среди донных отложений озера имеются большие запасы лечебной грязи и строительных материалов, а воды озера являются энергетической базой Нарвской ГЭС. Все это говорит о том, что разностороннее изучение донных отложений и прогнозирование геологического развития озера являются весьма актуальными и имеют не только важное научное, но и прикладное значение.

Псковско-Чудское озеро давно привлекает внимание ученых разных областей науки. Началом специальных исследований его послужили катастрофические наводнения, происшедшие в 1840—1844 гг. и нанесшие большой ущерб примыкающим к озеру районам. Возникла также необходимость урегулирования рыбного хозяйства бассейна. Поэтому ранние научные труды по изучению озера были главным образом гидрологического и биологического профиля. Первые сведения о донных отложениях появились лишь в конце прошлого столетия в работе И. Б. Шпиндлера (1896). С тех пор вопросы строения и геологического развития озерной впадины затрагивались во многих публикациях, но о донных отложениях в них практически не упоминается.

Статьи данного сборника в какой-то мере восполняют имеющийся в этой области пробел и содержат новые сведения по донным отложениям, полученные в последние годы. Характер статей разнообразен. Рассматриваются рельеф коренных пород, характер тектонических движений и влияние их на распределение отложений (А. Мийдел, Э. Ряхни, Э. Таваст), развитие речной сети во впадине (А. Мийдел, Э. Таваст и Д. Малаховский), структурные типы донных осадков (А. Раукас, Э. Ряхни) и их вещественный состав (А. Раукас). Освещаются проблемы распределения диатомовых водорослей (Н. Давыдова), спор и пыльцы (Р. Пиррус) в поверхностном слое донных отложений, а также даются рекомендации для использования донных отложений в народном хозяйстве (Р. Пиррус, В. Тасса). Затрагиваются вопросы формирования донных осадков оз. Лахепера, отчлененного от основного водоема (Ю.-А. Паап и др.).

Сборник подытоживает последние результаты геологического исследования Псковско-Чудского озера и рассчитан не только на геологов, но и ученых смежных специальностей, прежде всего, географов и биологов.

А. РАУКАС,

член-корреспондент АН ЭССР.

INTRODUCTION

As is generally known, the Pihkva-Peipsi Lake is one of the largest inland basins in Europe. In the European part of the Soviet Union it occupies the third place after the Ladoga and Onega lakes. The Pihkva-Peipsi Lake is of great economic significance, especially with regard to water transport and fishery. In connection with the development of oil-shale industry and exploitation of the Baltic and Estonian Thermal Power Stations, the water supplies of the lake obtain an evergrowing importance as the coolers of the huge boilers of the power stations. The general scheme of the application of water supplies in the Estonian SSR foresees the usage of the Pihkva-Peipsi Lake as a supplementary drinking water reservoir for Tallinn and other North-Estonian towns. One should not forget that the bottom deposits contain great supplies of curative mud and building materials, and the water of the lake serves as an energetic basis for the Narva Hydropower Station. In connection with the above, the study of bottom deposits and the prognosis of the geological development of the lake has become a topical problem.

The Pihkva-Peipsi Lake attracted the attention of specialists of different professions already in the last century. The first studies were started after the catastrophic inundations that took place in 1840 and 1844 and did great damage to the adjacent areas. The fish-breeding in the lake needed some regulation as well. Therefore the first researches into the lake were mainly of a hydrological and biological character. The first data on the bottom deposits were presented at the end of the last century by I. Spindler (1896). Since that time the problems connected with the structure and geological development of the lake depression have been dealt with in many publications; however, there have practically been no data on bottom deposits.

The studies contained in the present collection include new data on the bottom deposits of the Pihkva-Peipsi Lake obtained in recent years. They represent an attempt at filling the blank in this field. The papers deal with different subjects: bedrock relief, character of tectonic movements and their influence on the distribution of deposits (A. Miiel, E. Rähni, E. Tavast), development of the network of rivers in the depression (A. Miiel, E. Tavast, D. Malachovsky), structural types of bottom deposits (A. Raukas, E. Rähni) and their composition (A. Raukas).

Attention has been paid to the distribution of diatoms (N. Davydova), spores and pollen (R. Pirrus) in the uppermost part of bottom deposits, and recommendations for the application of bottom deposits in national economy and for the monitoring of the coastal area (R. Pirrus, V. Tassa) are given. The formation of bottom deposits in the Lahepera Lake, which has separated from the main basin (Ü.-A. Paap, a. o.) and some methodical problems have been discussed.

The authors hope that the present collection and the newest data on the Pihkva-Peipsi Lake will be of interest not only for geologists but also for researchers of various other specialities, first of all for geographers and biologists whose activities are also in close connection with this basin.

*Anto Raukas,
Corresponding Member of the Academy
of Sciences of the Estonian SSR*

СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПСКОВСКО-ЧУДСКОГО ОЗЕРА И ОСОБЕННОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

А. РАУКАС, Э. РЯХНИ

Для установления структурных типов донных отложений в пределах Псковско-Чудского озера нами был использован маршрутный метод. Густота точек отбора образцов зависела от размеров плесов и изменчивости отложений. На Чудском озере расстояния между рейсами составляли в среднем 6—8 км, между точками отбора образцов — 4—6 км, на Теплом озере — 2—3 и 1—1,5 км, а на Псковском — 3—6 и 2—3 км (рис. 1).

Для проведения работ был использован исследовательский катер Института геологии АН ЭССР. Образцы донных отложений были отобраны дночерпателем ДЧ 0,025 и ударным стратометром Перфильева с длиной рабочей части до 1 м. При бурении донных и подстилающих их рыхлых четвертичных отложений с озерного льда была использована сконструированная Э. Ряхни буровая установка, позволяющая получить керн с ненарушенной текстурой отложений. При изучении погребенных торфов было применено ручное бурение торфяным буром (длина рабочей части 50 см) типа Инсторфа. Использовались также скважины Управления геологии ЭССР, заложенные с целью определения запасов сапропеля (в заливе Вярска) и строительных песков (в районе о-ва Пийриссаар и близ устья р. Выханду).

При лабораторном анализе образцов был использован детальный набор сит (см. табл. 2 и 4). В ходе анализа пробы рассеивались на ротале с эллиптическим движением и набор сит периодически встряхивался. Время просева в среднем составляло 15 минут. Чистота рассеивания была проконтролирована ручным способом. Аналитическая навеска составляла для алевритов и мелкозернистых песков около 50 г. Оптимальное количество ее выбиралось с учетом коэффициента нагрузки сит и степени неоднородности анализируемой пробы.

Пипеточный анализ был выполнен по стандартной методике с выделением фракций менее 0,001 мм; 0,001—0,002; 0,002—0,005; 0,005—0,01; 0,01—0,05; 0,05—0,1 и более 0,1 мм. При интерпретации результатов анализа была использована гранулометрическая классификация А. Раукаса (Raukas, 1964).

Псковско-Чудское озеро, как известно, состоит из трех частей (плесов): северной, наиболее обширной, называемой Чудским озером (по-эстонски — Пейпси), южной, называемой Псковским озером (по-эстонски — Пихква) и соединяющего их небольшого Теплого озера (по-эстонски — Ляммиярв). Вслед за А. Яани (Jaani, 1973) границу между Чудским и Теплым озерами мы проводили по линии мыс Ухтина — о-в

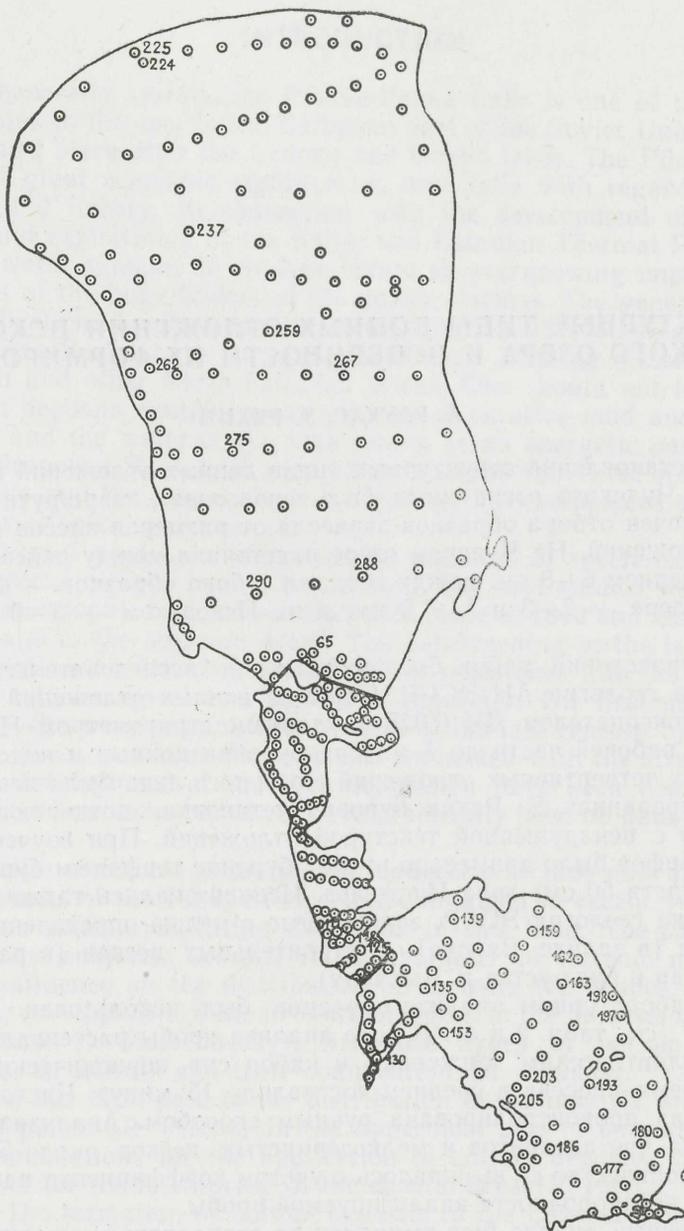


Рис. 1. Схема отбора образцов с указанием номеров проб, представленных в табл. 2—4. Прямыми жирными линиями указаны границы между отдельными плёсами Псковско-Чудского озера.

Пийриссаар — мыс Подборовье, а между Тёплым и Псковским — по линии западный берег залива Вярска — Мгеш (рис. 1).

Отдельные плёсы: сильно отличаются не только по своим размерам, но и по глубине (табл. 1), количеству островов, рельефу дна и характеру береговой линии. Ввиду того, что все эти феномены сильно влияют

Основные морфометрические данные Псковско-Чудского озера при среднем многолетнем уровне воды (30,01 м), по Л.-П. Куллусу (1972)

Плесаы	Площадь		Объем		Глубина, м	
	км ²	%	км ³	%	макси- мальная	средняя
Чудской	2613	73	21,816	87	12,9	8,4
Псковский	709	20	2,687	11	5,9	3,8
Теплый	236	7	0,603	2	15,3	2,6
Все озеро	3558	100	25,106	100	15,3	7,1

на формирование и распределение структурных типов донных отложений, остановимся на них несколько подробнее.

Псковско-Чудское озеро имеет 29 островов общей площадью 25,8 км², большинство которых располагается в Псковском и Теплом озерах (в Чудском озере имеется лишь о-в Пийриссаар). Крупнейшими из них являются Колпино (11,02 км²), Пийриссаар (7,39 км²) и Каменка (3,38 км²). Вследствие абразии берегов, изменений уровня воды и его перекоса в южном направлении, площадь островов претерпела значительные изменения даже за историческое время. Так, по данным А. Мийлера (Mieler, 1926), площадь о-ва Пийриссаар в 1796 г. составляла 20,08 км², в 1834 г. — 10,64, в 1900 г. — лишь 7,59 км². В настоящее время площадь его насчитывает 7,39 км².

Береговая линия Псковско-Чудского озера расчленена слабо. В юго-восточной части Чудского озера лежит Раскопельская бухта, в Теплом озере — Желчинская и в северо-западной части Псковского озера — Вярскаска бухта. Все они по площади небольшие и мелководные. Волновое воздействие в береговой зоне ввиду малых глубин озера и ограниченных размеров Теплого и Псковского плёсов является относительно слабым, а по причине постепенного наступания вод к югу на недавно занятую озером территорию, еще и очень кратковременным. Поэтому очертания береговой линии здесь практически полностью обусловлены неровностями первичного, главным образом ледникового рельефа, который местами в значительной мере изменен голоценовыми процессами (заболочиванием, эоловой деятельностью, речной эрозией и т. п.).

Рельеф дна Чудского озера довольно однообразен. Центральная часть его характеризуется очень ровным дном глубиной 8—10 м. Лишь местами вырисовываются пологие овалы глубиной до 12,4 м. В ориентировке впадин четкой закономерности не наблюдается и генезис их не вполне ясен. По-видимому, они все же экзарационные.

Более резкое изменение глубин свойственно прибрежной полосе, в среднем до 2 км от берега. Здесь происходит относительно быстрое возрастание глубин до 6—8 м, после чего они плавно изменяются. Особенно быстрое и закономерное изменение глубин наблюдается у северного и восточного берегов, близ подводных уступов. Наиболее ярко это проявляется у Лохусуу, где шестиметровая изобата проходит в 150 м от береговой линии, а также между Алайе и Смольница, где семиметровая глубина местами проходит в 300 м от берега. С другой стороны, имеются также очень мелководные и сложно построенные прибрежные участки. Так, местами двухметровая глубина удалена на 0,5 и даже на 1 км от берега (в районе устья р. Суур-Эмайыги).

Сложным мелководным рельефом выделяется район о-ва Пий-

риссаар. Вокруг него прослеживается широкая полоса песчаных отмелей, над которыми глубина воды достигает 1—2 м. На сравнительно больших территориях глубина воды над отмелями составляет всего лишь 0,3—0,5 м, что создает большие трудности для водного транспорта и образует естественную природную границу между Чудским и Теплым озерами (плёсами). Генетически рассматриваемые отмели представляют останки бывшей флювиогляциальной дельты, переработанной эрозией и абразией наступивших на юг вод Чудского озера. К северу от о-ва Пийриссаар встречаются отдельные сложенные песком холмы высотой 2—4 м. Это типичные камы, над которыми глубина воды составляет всего лишь 1—2 м (подводная банка Пийри). Около северного склона Пийриссаарской дельты на невысоких подводных уступах обнажаются девонские песчаники.

Отдельные подводные банки, представленные затопленными камнями, встречаются также к юго-западу от Раскопельского залива (Раскопельские банки и банки Островцы) и у Меэрапалу. Близ Ветвенника наблюдаются два подводных возвышения, между которыми остается яма глубиной 9,4 м. С учетом характера донных отложений и широкого распространения морены в этом районе можно предположить, что эти возвышения являются уже не камнями, а вероятнее всего, подводными конечными моренами. Местами наблюдаются также отмели, сложенные торфом (восточнее Прааги).

В целом восточный берег расчленен меньше, чем западный. За исключением вышеуказанных выступов близ Ветвенника береговая линия от устья р. Нарвы до Раскопельской бухты почти прямолинейная, а глубины изменяются быстро и закономерно. Некоторым исключением является Раскопельская бухта, которая почти полностью заблокирована песчаным баром-косой. Лишь для судоходства здесь сооружен узкий канал. Даже на расстоянии нескольких сотен метров от берега (близ Подолешье до 800 м) глубина озера не превышает 1 м, скачкообразное возрастание ее начинается с подводного уступа, подножие которого находится на глубине 4 м от уреза воды.

Подводный уступ, вернее, серия уступов прослеживается также на противоположном берегу озера. Неподдалеку от г. Калласте подводный рельеф резко меняется и глубина в виде уступа быстро падает до 6 м. Такая же картина наблюдается близ Кодавереской банки и у Ранна, где ширина мелководной зоны не превышает 100 м. Последняя заметно расширяется к северу и достигает своего максимума между Омеду и Лохусуу, где пятиметровая изобата удалена от берега на 2—3 км. Из-за множества небольших пологосклоновых банок изобаты на этом участке довольно извилистые и рельеф дна относительно сложный.

Еще более сложным является рельеф дна Теплового озера, где наблюдаются реликты бывшей гидрографической сети — древней долины реки Великой и ее притоков (см. статью А. Мийдела и Э. Таваст в данном сборнике). Бывшая долина р. Великой неодинаково заполнена донными отложениями, чем обуславливаются и большие различия в глубинах озера. В пределах этой долины между Мехикоорма и Пнево установлена и наибольшая глубина всего Псковско-Чудского водоема — 15,3 м (Kullus, 1969). «Прижимы» в данном районе как бы условно разделяют Теплое озеро на две части (назовем их Северным и Южным Ляммяярвом). Примерно на 4 км в обе стороны от них протягивается глубокая (свыше 5 м) ложбина, которую можно назвать Мехикоорма-ской. Ширина ее между Мехикоорма и Пнево составляет около 350 м.

До пятиметровой изобаты глубины увеличиваются сравнительно медленно и плавно, а дальше — скачкообразно, вдоль склона долины. Ее восточный склон круче западного.

Рельеф дна Северного Ляммиярва становится особенно сложным к юго-востоку от о-ва Пийриссаар, где наблюдается ряд отмелей и сравнительно глубоких (более 4 м) впадин. Наибольшая глубина (4,9 м) в этой части озера установлена в блюдцеобразной впадине к югу от о. Вороний.

В южной половине Теплого озера (Южный Ляммиярв) кроме Мехикоормаской ложбины выделяется характерная Салуская ложбина, длиной около 11 км, шириной порядка 1 км и глубиной до 9,6 м. Дно ложбины выровнено озерными отложениями, а склоны ее довольно пологие. Наибольшую крутизну (не менее 15°) они имеют у о. Салу, на месте где в долину р. Великой раньше впадала р. Выханду.

В южной части Теплого озера наблюдаются также отдельные блюдцеобразные ямы относительной глубиной 1,5—2 м (близ Райгна) и подводные банки (Салуская банка) относительной высотой 2—3 м. Западный берег южной части Теплого озера более выровненный, чем восточный и глубина озера здесь намного больше.

Рельеф дна Псковского озера ровный и однообразный. Почти на всей акватории озера оно плоское или слегка волнистое (относительные высоты дна не превышают 0,5—0,7 м). В преобладающем большинстве глубина не превышает 3,5—5 м. Наибольшая величина ее (5,9 м) установлена в озере близ о-ва Колпино. Сравнительно большие глубины (до 5,1 м) обнаружены и в центральной части северной половины озера. Мелководным является район в окрестностях Талабских островов.

В отличие от центральной части озера прибрежная полоса, особенно западного берега, достаточно расчлененная. К примеру участок береговой зоны между полуостровом Лисье и банкой Рожицы. Кроме извилистой береговой линии и ряда подводных ям здесь на глубине почти 3 м прослеживается четкий уступ. На такой же глубине нами обнаружен уступ в районе Талабских островов и вокруг о-ва Земского.

В береговой зоне Псковского озера встречается много подводных банок — Березы, Колпино, Рожицы, Исады, Борок и др. Относительная высота их 2—3 м, а воды над ними обычно не более 0,5—1,5 м. Представлены они, по-видимому, моренными холмами. В дельте р. Великой наблюдается множество (около 40) малых песчаных островков.

Мощность и гранулометрический состав донных отложений Псковско-Чудского озера теснейшим образом связаны рассмотренными уже особенностями рельефа дна. Ввиду плоскости и однообразия последнего, а также отсутствия впадающих рек, мощность донных осадков и их структурные типы в пределах Чудского озера являются весьма однообразными. В целом мощность осадков небольшая и значительные площади дна озера совершенно лишены их (рис. 2). «Голые» участки особенно широко наблюдаются в мелководной северо-западной части озерной котловины на расстоянии до 10 км от берега. Донные осадки в виде узкой широтной полосы отсутствуют и в северной прибрежной части озера в окрестностях Сахменской банки и близ устья р. Суур-Эмайыги. На таких участках в северной части озера обнажаются морена или ленточные глины, а в южной — торф. Последний в большинстве случаев погребен под песками или алевритами. Подобные погребенные торфяники мощностью от 0,5—2 до 3—4 м обнаружены нами во многих местах — особенно часто от о-ва Пийриссаар до Омеду. Отдельные ма-

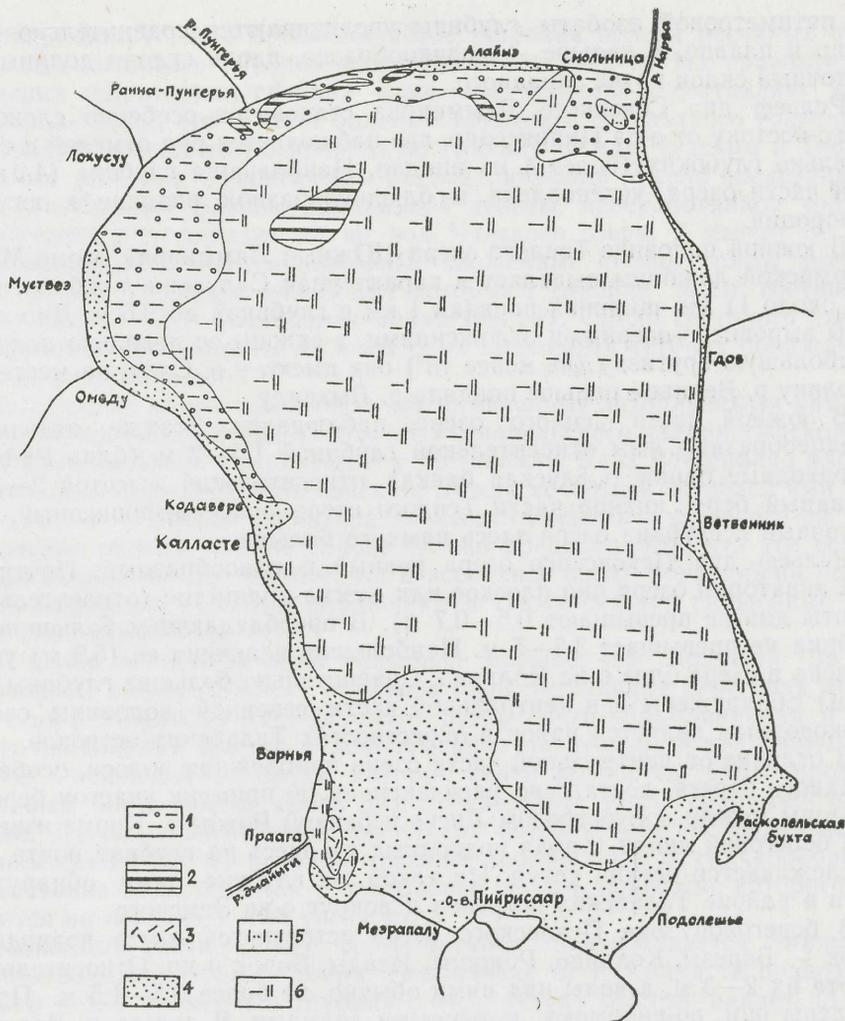


Рис. 2. Распространение структурных типов донных отложений Чудского озера. Условные обозначения: 1 — морена; 2 — ленточная глина; 3 — торф; 4 — песок; 5 — алевритистый песок; 6 — пелитистый или пелитовый алеврит.

ломощные линзы торфа были встречены также в более северных районах: близ Лохусуу и Ранна-Пунгерья. Часто торф в донных отложениях встречался в виде отторженцев или небольших катунов.

О залегании торфа и сложных соотношениях разных типов донных отложений наглядно свидетельствует геологический разрез по линии мыс Ухтина — о-в Пийрисаар (рис. 4). Здесь торф обнаружен как в автохтонном (под озерными отложениями), так и в аллохтонном залеганиях (в виде линз в озерных песках и пелитисто-песчанистых алевритах).

На плоском дне центральной глубоководной (свыше 5 м) части озера мощности донных отложений обычно составляют 2—4 м. Представлены они в основном пелитистыми (реже пелитовыми) алевритами (табл. 2),

которые местами содержат остатки растений, обломки торфа и линзы алевритистых и алевритовых песков. В северо-западной части озера пелитовые и пелитистые алевриты залегают лишь глубже 7—8 м. Некоторое исключение представляет южная часть озера, где залегающие на морене пески местами доходят до глубины 9 м.

Прибрежные части дна озера в основном покрыты мелкозернистыми песками (табл. 2). Если на берегу и в прибрежной части озера обнажается морена, то, как правило, мощность донных отложений не превышает 1 м. У низменных песчаных и задернованных берегов мощности донных отложений несколько больше — до 3—4 м (в районе Подборье, Раскопелье и Варнья).

Гранулометрический состав песков во многом предопределяется составом исходных пород и отложений, которыми служат как коренные, так и четвертичные образования. В зону волнового воздействия коренные породы попадают в немногих местах, и в таком случае они всюду представлены легкоабрадируемыми девонскими песчаниками и алевритами (например, близ Калласте), обогащающими донные отложения мелкозернистыми песчано-алевритовыми фракциями. За исключением плотной морены и ленточных глин легко подвергаются абразии также четвертичные отложения, в частности озерно-ледниковые и флювиогляциальные, которые в виде флювиогляциальных дельт и камов широко развиты близ о-ва Пийриссаар, в районе Подборье, Раскопелье и в некоторых других местах. Четвертичные отложения в основном обогащали и обогащают донные отложения Чудского озера мелкозернистыми (песчаными, алевритовыми и пелитовыми) фракциями. Вымытые из морены валуны и галька остались на месте, образуя защитный слой, предохраняющий морену от последующей абразии.

Питание озера осадочным материалом происходило в основном за счет продуктов абразии дна и берега. Аллювиальные выносы ввиду мелководности и слабого течения рек существенного влияния не оказали. Наибольшее значение в этом отношении имела р. Суур-Эмайыги, которая приносит в озеро определенное количество алевритово-пелитового и биогенного материала.

Основным фактором распределения осадков в Чудском озере служат ветровые волны, которые при ветре 20 м/сек могут достигать высоты до 2,8 м (Елисеева, 1960). Кроме того немаловажная роль в распределении мелкозернистых донных осадков принадлежит течениям. Т. Каллеярв (Kallejärv, 1973) различает в озере ветровые, ветровые градиентные, стоковые, сейшевые и плотностные течения. При этом на поверхности северной части Чудского озера суммарно преобладают течения по направлению ветра, а в южной части круговые течения циклонного и антициклонного типа. В глубинных слоях северной части озера развиваются компенсационные течения. В южной, неглубокой части озера поверхностные течения достигают дна и непосредственно влияют на распределение отложений. Но в целом течения и ветровые волны в озере все же довольно слабые. В связи с отмелостью береговой зоны (уклоны дна обычно составляют лишь тысячные доли) прибрежные потоки наносов здесь малоразвитые, а отложения промыты слабо и плохо отсортированы (табл. 2).

Вследствие того, что первичный рельеф дна Теплого озера расчленен значительно, чем в Чудском и Псковском озерах, мощности и структурные типы донных отложений здесь более изменчивые. Мощности последних в Теплом озере больше, чем в Чудском и Псковском, и

Характерные примеры гранулометрического состава донных отложений
Чудского озера в его прибрежной (I) и глубоководной (II) частях

Фракции, мм	Номера проб									
	224	255	262	290	65	237	259	267	275	288
	I					II				
>3,15	3,11	7,61	7,86	0,08	0,11	—	—	—	—	—
2,0—3,15	0,25	0,62	5,57	—	0,04	—	—	—	—	—
1,0—2,0	1,13	2,99	9,81	0,19	0,09	—	—	—	—	—
0,5—1,0	4,98	5,77	14,62	0,30	0,53	—	—	—	—	—
0,25—0,5	35,79	22,43	33,30	11,10	28,54	—	—	—	—	—
0,16—0,25	41,83	26,86	19,05	51,77	64,07	—	—	—	—	—
0,1—0,16	9,07	20,28	6,16	34,13	6,20	—	—	—	—	—
<0,1 или >0,1	3,85	13,43	3,63	2,43	0,44	3,60	1,30	1,09	1,32	4,49
0,1—0,05	—	—	—	—	—	65,82	69,17	69,64	67,99	72,90
0,05—0,01	—	—	—	—	—	11,01	5,19	8,57	8,20	5,44
0,01—0,005	—	—	—	—	—	3,28	3,86	4,64	3,31	3,23
0,005—0,002	—	—	—	—	—	4,06	3,61	2,79	2,63	4,23
0,002—0,001	—	—	—	—	—	2,09	1,55	1,87	2,56	—
<0,001	—	—	—	—	—	10,15	16,22	11,40	13,99	—

Таблица 3

Характерные примеры гранулометрического состава донных отложений
глубоководных частей Теплового (I) и Псковского (II) озер

Фракции, мм	Номера проб									
	111	118	125	130	135	163	203	193	186	177
	I					II				
>0,1	1,56	2,51	1,84	3,69	2,57	2,11	1,09	2,79	0,61	0,92
0,1—0,05	64,25	53,54	48,97	64,28	68,42	15,66	62,87	82,21	51,42	38,56
0,05—0,01	8,07	13,99	16,60	9,35	13,27	17,32	5,44	3,72	2,34	15,22
0,01—0,005	4,63	5,32	5,94	2,15	1,89	0,99	2,78	0,33	9,46	9,67
0,005—0,002	2,58	6,36	7,06	3,44	2,60	7,59	5,33	1,67	3,00	8,53
0,002—0,001	1,70	3,68	4,86	2,90	2,00	0,67	3,95	2,37	0,89	5,46
<0,001	17,21	14,61	14,73	14,19	9,25	25,66	18,54	6,91	32,28	21,76

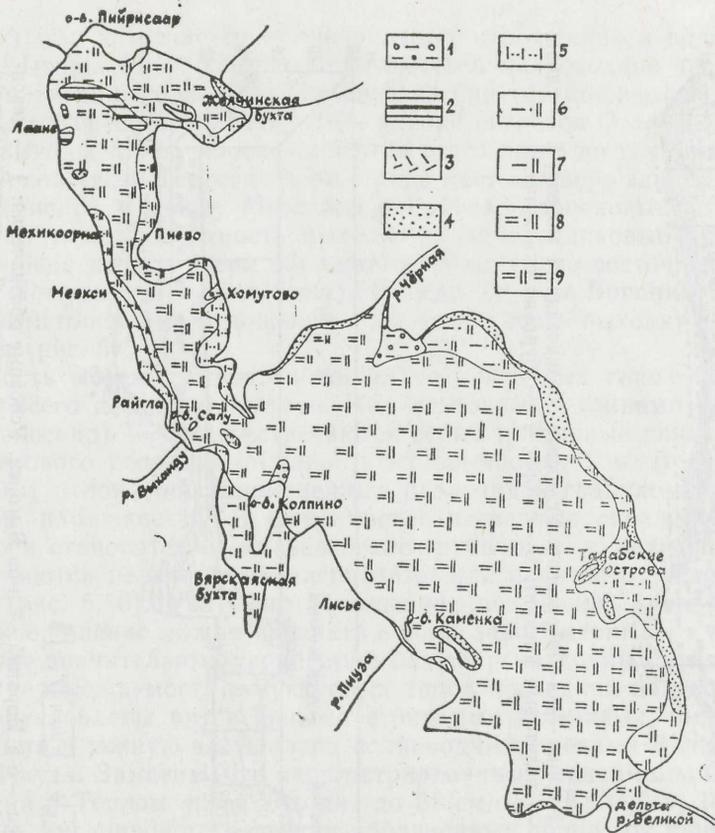


Рис. 3. Распространение структурных типов донных отложений Теплового и Псковского озер. Условные обозначения: 1 — морена; 2 — ленточная глина; 3 — торф; 4 — песок; 5 — алевритистый песок; 6 — пелитисто-песчаный алеврит; 7 — пелитистый алеврит; 8 — печанисто-пелитовый алеврит; 9 — пелитовый алеврит.

местами выше 10 м. В общем мощности донных осадков увеличиваются в сторону осевой части озера. Некоторым исключением является центральная северная часть Северного Ляммиярва, мощности отложений которого не превышают 1 м.

Донные отложения большой мощности обнаружены также в восточной части Южного Ляммиярва. Величина их порядка 15 м установлена в средней южной части Южного Ляммиярва. Сравнительно большие мощности, местами свыше 9 м, установлены также непосредственно к югу от о-ва Пийриссаар.

Наиболее характерными донными отложениями Теплового озера являются пелитовые алевриты (табл. 3), которые покрывают значительную часть дна озера (рис. 3). Реже встречаются пелитистые и песчано-пелитистые алевриты. К периферийным частям озера чаще всего приурочены алевритовые, алевритистые, пелитисто-алевритовые и алевритисто-пелитовые пески. Обнаружены также чистые мелкозернистые пески.

Характерной особенностью Теплового озера являются выходы тростникового и древесного торфа (близ Лаане, в устьевой части р. Выханду и др.). Близ устья р. Выханду мощность торфа превышает 3 м (рис. 6). Часто он покрыт лишь очень маломощным слоем донных осадков (до

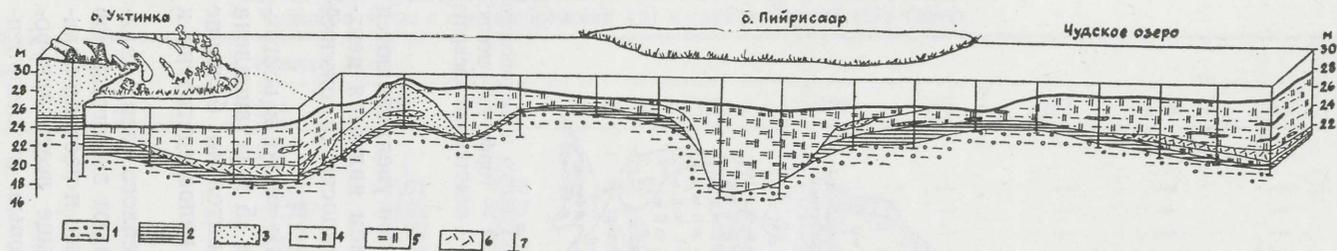


Рис. 4. Геологический разрез (1—1) по линии мыс Ухтина — о-в Пийрисаар. Условные обозначения: 1 — морена; 2 — глина; 3 — песок; 4 — пелитисто-песчаный алеврит; 5 — пелитовый алеврит; 6 — торф; 7 — буровая скважина.

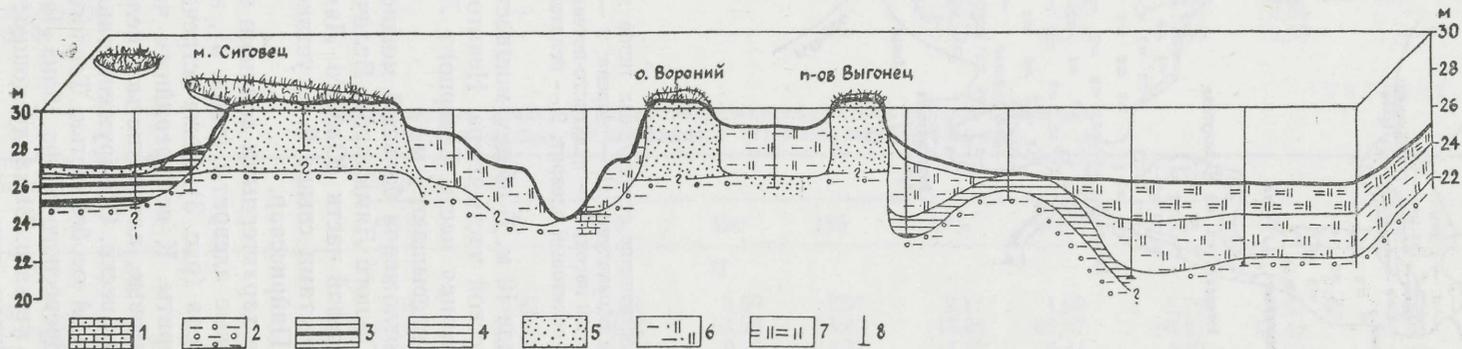


Рис. 5. Геологический разрез (II—II) по линии мыс Сиговец — о-в Вороний — п-ов Выговец. Условные обозначения: 1 — девонский песчаник; 2 — морена; 3 — ленточная глина; 4 — глина; 5 — песок; 6 — пелитисто-песчаный алеврит; 7 — пелитовый алеврит; 8 — буровая скважина.

20—30 см) или встречается в минеральных отложениях в виде линз и катунов. Выходы торфа обычно отмечаются в мелководной части озера (до 2—5 м) и лишь близ о-ва Пийриссаар они установлены на глубине до 8 м. Но интересно отметить, что в районе островов Озолец, Станок и Городец выходы торфа прослеживаются всего лишь до глубины 1,5 м.

В северной части Теплового озера в ряде мест к северо-западу от мыса Сиговец (рис. 5) и между Меэксиоя и Райгла голоценовые отложения отсутствуют и на поверхность выходят позднеледниковые ленточные глины. Морена на дне озера обнажается реже (близ восточного берега в районе Хомутово и п-ова Мтеш). Иногда (у о-ва Вороний) отсутствуют и плейстоценовые отложения и на поверхность выходят девонские песчаники (рис. 5).

Мощность морены и покрывающих ее ленточных глин обычно небольшая, всего несколько метров. Над ленточными глинами (в районе о-ва Пийриссаар) местами встречаются серые массивные глины позднеплейстоценового возраста. Мощность их обычно до 1 м. В вертикальном разрезе отложений существенных различий в гранулометрическом составе не наблюдается. В большинстве изученных скважин в низах разреза они становятся несколько более грубыми, т. е. пелитовые алевриты сменяются пелитистыми алевритами или пелитисто-алевритовыми песками (рис. 5, 6). Учитывая постепенное повышение уровня воды в озере, такое явление можно признать вполне закономерным.

Наличие значительных территорий без покрова донных отложений и большая перемежаемость структурных типов последних по площади во многом обусловлены интенсивными стоковыми течениями, вызванными впадающими в южную часть озера полноводными реками Великая, Выханду и Пиуза. Заметим, что зарегистрированные максимальные скорости течения в Теплом озере доходят до 51 см/сек (Kallejärvi, 1973), его достаточно для широкого развития абразионных процессов и значительного перемещения пелитово-алевритовых и мелкопесчаных частиц.

Следует отметить, что водные массы и наносы в Теплом озере перемещаются не только в северном, но иногда и в южном направлении, т. е. от Чудского озера к Псковскому. Такое явление вызвано сгонами-нагонами (ветровой денивеляцией), амплитуды которых обычно составляют 15—20 см, а в исключительных случаях — при сильных продолжительных ветрах одного направления — до 80 см (Куллус, 1972).

Ввиду непродолжительного развития и слабой расчлененности дна мощности донных отложений в Псковском озере небольшие и довольно однообразные, составляют чаще всего 1—2, реже более 3 м. В периферийной части котловины и близ островов мощности меньше, чем в открытой центральной части озера. Особенно малые мощности отложений (до 0,5 м) наблюдаются на отмели к югу от Щедрово. Местами донные отложения здесь совсем отсутствуют и на поверхность выходят морена, флювиогляциальные песчано-гравийные отложения или торф. Очень маломощными являются донные отложения вокруг Талабских островов (0,2—0,5 м) и к юго-востоку от них, близ о-ва Колпино, а также к востоку от о-ва Каменка и в юго-западной прибрежной части озера.

Относительно большие мощности донных отложений (свыше 3 м) установлены в пределах затопленной долины р. Великой, к северу и югу от Талабских островов и к северо-востоку от о-ва Колпино. Наибольшие мощности донных осадков (до 8 м) встречаются в заливе Вярска.

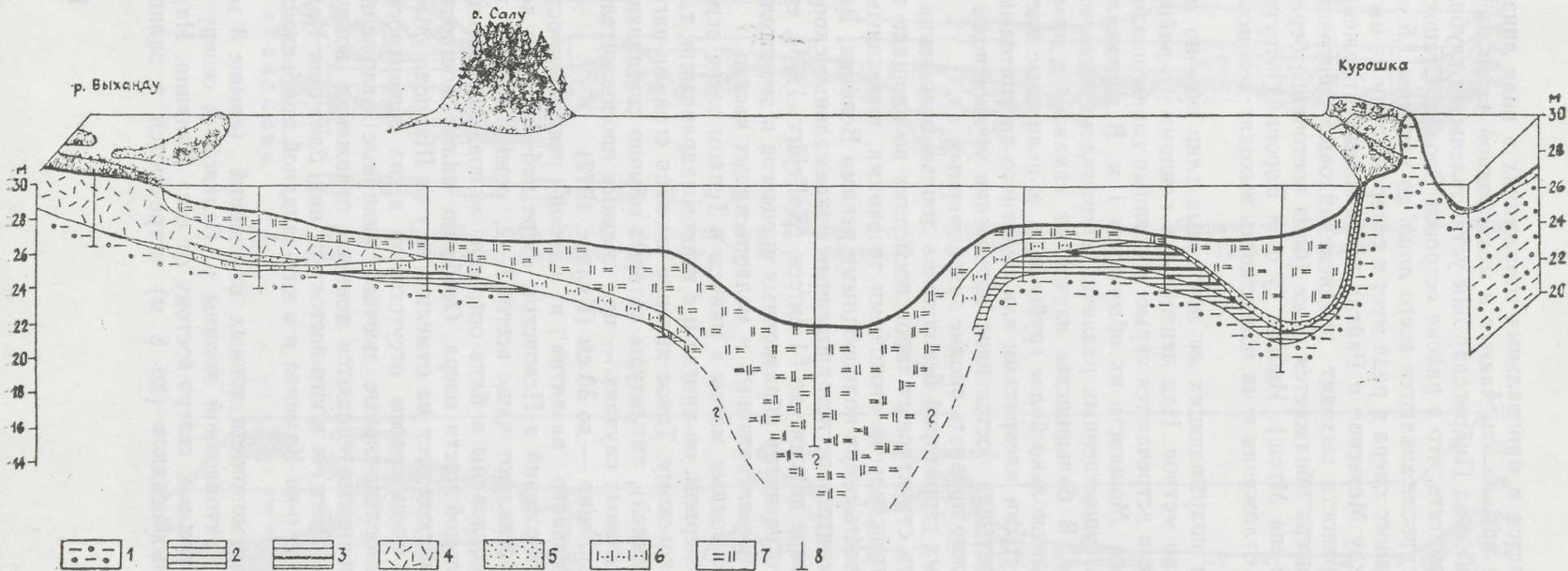


Рис. 6. Геологический разрез (III—III) через Теплое озеро близ устья р. Выханду. Условные обозначения: 1 — морена; 2 — озерно-ледниковая глина; 3 — озерно-ледниковая глина с четко выраженной ленточной слоистостью; 4 — торф; 5 — песок; 6 — алевритистый песок; 7 — пелитовый алеврит; 8 — буровая скважина.

Гранулометрический состав донных отложений довольно однообразный (рис. 4). Большая часть дна покрыта пелитовыми и пелитистыми алевритами (табл. 3). К югу и востоку от Талабских островов развиты песчанисто-пелитовые алевриты. В прибрежной части всюду увеличивается песчаность отложений (табл. 4) и здесь, в северо-восточной части озера, особенно преобладающими становятся мелкозернистые пески, содержащие местами большое количество алевритовых и пелитовых частиц. Мелкозернистые пески широко развиты и в непосредственной близости от Талабских островов, о-ва Каменка и устья р. Великой. Следует все же отметить, что близ устья р. Великой донные осадки довольно изменчивые. Уже на коротких расстояниях здесь чередуются пески, пелитисто-алееритовые пески, песчанисто-пелитовые алевриты и другие структурные типы. Последние чередуются и в вертикальном разрезе, что характерно для всех дельтовых отложений. Как и в других плёсах Псковско-Чудского озера, донные отложения Псковского озера промыты слабо и плохо отсортированы.

Из представленного выше материала мы увидели, что осадконакопление в Псковско-Чудском озере определяется как гидрометеорологическими (ветровые волны, течения, сгоны-нагоны) так и местными геолого-геоморфологическими факторами (рельеф дна и берега, состав и свойства слагающих береговую зону пород и отложений, неравномерные вертикальные движения земной коры), при этом осадочный материал в озеро поступает в основном в результате абразии дна и берега и распределяется здесь согласно рельефу дна под воздействием ветровых волн и течений. Как правило, в открытой мелководной прибрежной зоне озера встречаются пески или алевритовые пески, а в затишных зонах (в заливах) и в центральной относительно глубоководной части озера алевриты и пелиты. Наличие островов и островков несколько усложняют картину дифференциации осадочного материала. Определенную роль в распределении осадков в береговой зоне, в разрушении берега и в накоплении эрратических валунов на берегу сыграл озерный лед. Для Псковско-Чудского озера характерно частое торосообразование, причем нагромождение льдов в береговой зоне нередко достигает больших размеров, высоты 7—10 м.

При выявлении особенностей накопления донных отложений Псковско-Чудского озера необходимо обратить особое внимание на своеобразные неотектонические условия территории (см. статью А. Мийдела в данном сборнике). Уже с позднеледникового времени и в течение всего голоцена в пределах озерной впадины происходило дифференцированное тектоническое поднятие земной коры, которое продолжается и в настоящее время. При этом, как уже указывалось выше, северная часть впадины поднималась и поднимается интенсивнее южной части, вследствие чего озеро постоянно наступает в южном направлении, покрывая своими водами все новые и новые территории.

По данным палинологического изучения донных отложений Вярской бухты (см. статью Р. Пиррус и В. Тасса в данном сборнике), с начала бореального климатического периода уровень воды в этой бухте повысился почти на 10 м. При этом повышение уровня воды было неравномерным. В начале голоцена в пребореальном климатическом периоде здесь наблюдались мелководные условия и отлагались мало-мощные пески и алевриты. В первой половине бореального периода уровень воды постоянно падал и даже в самых глубоких частях бухты Вярска развивалось низинное тростниковое болото. Но уже во второй

Характерные примеры гранулометрического состава отложений
прибрежных мелководных частей Псковского озера

Фракции, мм	Номера проб							
	139	153	159	162	180	197	198	205
>1,0	1,26	0,86	0,74	—	2,74	0,06	0,26	0,14
1,0—0,8	0,30	0,17	0,01	0,01	0,29	0,06	0,06	0,11
0,8—0,63	0,37	0,26	0,01	0,01	0,30	0,12	0,03	0,24
0,63—0,5	0,71	0,33	0,11	0,07	0,59	0,48	0,14	0,66
0,5—0,4	0,91	0,57	0,25	0,30	1,33	2,45	0,28	3,22
0,4—0,315	0,86	0,86	0,35	2,65	2,61	8,30	0,38	8,39
0,315—0,25	1,07	1,72	1,39	16,07	13,76	17,46	0,60	15,76
0,25—0,2	1,16	7,32	5,58	24,15	25,63	21,46	1,11	18,60
0,2—0,16	2,39	39,75	27,05	31,00	23,68	27,32	5,11	38,14
0,16—0,125	4,51	28,46	18,65	14,69	10,18	9,32	36,99	8,46
0,125—0,1	15,11	8,88	20,13	3,71	6,56	4,70	30,02	1,52
0,1—0,08	60,05	1,87	14,32	1,91	3,55	2,08	15,54	0,53
0,08—0,063	4,07	0,54	2,83	0,34	0,58	0,30	1,61	0,05
0,063—0,05	0,74	0,31	0,63	0,05	0,17	0,04	0,46	0,01
0,05—0,01	0,30	0,33	0,27	0,01	0,14	0,01	0,13	0,03
<0,01	6,22	9,82	7,68	5,62	7,89	5,84	7,67	4,15

половине бореального периода он несколько повысился, о чем свидетельствует внесенный в торф алевритовый материал. В атлантическом периоде началось быстрое повышение уровня воды и интенсивное накопление сапропеля, которое продолжается и в настоящее время. О значительном повышении уровня воды в озере в атлантическое время говорят также материалы палинологического изучения отложений в скважинах близ устья Меэксиоя и Лаане.

Что касается последнего этапа развития озера, то отметим, что с начала субатлантического климатического периода уровень воды в заливе Вярска повысился приблизительно до метра. Это говорит о продолжающемся интенсивном наступании вод озера к югу. В целом тектонический фактор в распределении структурных типов донных отложений Псковско-Чудского озера проявляется значительно яснее, нежели в других крупных озерах северо-запада Восточно-Европейской равнины.

*Академия наук Эстонской ССР
Институт геологии*

ЛИТЕРАТУРА

- Елисеева О. Н. Расчет и прогноз высоты волны на Чудском озере. — Ежегодник Эст. геогр. о-ва, 1959. Таллин, 1960, с. 133—150.
- Куллус Л.-П. П. Водный баланс Псковско-Чудского озера. Канд. дисс. Тартуский гос. ун-т, Тарту, 1972.
- Jaani, A. Suurjärv, Lämmijärv, Pihkva järv. — «Eesti Loodus», 1973, 12, lk. 706—708.
- Kallejärv, T. Peipsi hoovused. — «Eesti Loodus», 1973, 12, lk. 727—731.
- Mieler, A. Ein Beitrag zur Frage des Vorrückens des Peipus an der Embachmündung und auf der Peipusinsel Piirisaar in dem Zeitraum von 1826 bis 1900. — Acta et Comm. Univ. Tartuensis. A, 1926, 9, 2, 191 S.
- Raukas, A. Purdkivimite terasuurse klassifikatsioon. — ENSV TA Geol. Inst. Tallinn, 1964, 26 lk.

PIHKVA—PEIPSI JÄRVE PÕHJASETETE STRUKTUURITÜÜBID JA NENDE KUJUNEMISE ISEÄRASUSED

A. RAUKAS, E. RÄHNI

Resümee

Pihkva—Peipsi järve põhjasetete struktuuritüüpide kujunemisel ja jaotumisel on oluline osa nii hüdro meteoroloogilistel (lainetus, hoovused, aju- ja paguvee nähtused, sesoonsed veetaseme kõikumised, järvejää toime) kui ka kohalikel geoloogilis-geomorfoloogilistel (põhja ja rannavööndi reljeef, kivimite ja setete koostis, tektoonika) faktoritel. Settematerjal kandub järve eeskätt ranna ja järvepõhja murrutumise tulemusena ja jaotub siin lainetuse ja hoovuse mõjul vastavalt põhjareljeefile. Rannalähedastes madalaveelistes piirkondades on setted suhteliselt jämedateralised (peamiselt liivad), lainevarjus (näiteks lahtedes) ja veekogu sügavamas keskosas aga peeneteralised (aleuriidid ja peliidid). Seda üldist seaduspärasust muudavad kohati tüsilikumaks saared, seda just Pihkva järves ja Piirissaare ümbruses. Et järvenõo põhjaosa kerkib maakoore neotektooniliste liikumiste mõjul nõo lõunaosast kiiremini, siis valguvad järveveed

järk-järgult lõuna suunas ja ujutavad üle üha uusi alasid. Boreaalset kliimastaadiumist alates on Värskalahes (Pihkva järve lääneosas) veetase tõusnud ligikaudu 10 meetrit. Järve sügavnemise tõttu on põhjasetted ülaosas peeneteralisemad kui allosas.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

STRUCTURAL TYPES OF PIHKVA-PEIPSI BOTTOM SEDIMENTS AND THE PECULIARITIES OF THEIR FORMATION

A. RAUKAS, E. RÄHNI

Summary

Both the hydrometeorological (waves, streams, tides, ice regime, etc.) and local geological-geomorphological factors (relief of coastal zone and lake bottom, composition of bedrock and Quaternary deposits, tectonics) play an important role in the formation and distribution of the Pihkva-Peipsi bottom sediments. In the main, the sedimentary material is carried into the lake as a result of the abrasion of the coast and lake bottom and distributed under the influence of waves and streams according to the bottom relief. In shallow coastal regions, sediments are relatively coarse grained (prevalingly sands), whereas in sheltered areas (e. g., inlets) and in the deep central part fine-grained sediments (silts and clays) predominate. The above general regularity is complicated by islands, especially in the Pihkva Lake and in the vicinity of the island of Piirissaar. Since the northern part of the lake bottom rises more rapidly than the southern one as a result of neotectonic movements of the Earth's crust, the lake waters move gradually farther to the south and little by little inundate new areas. In Värskala Inlet (in the western part of the Pihkva Lake) the water level has risen approximately 10 meters since the Boreal climatic stage. Due to the deepening of the lake, the upper part of the bottom sediments is finer than the lower one.

*Academy of Sciences of the Estonian SSR
Institute of Geology*

О ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПСКОВСКО-ЧУДСКОГО ОЗЕРА

А. РАУКАС

Вещественный состав донных отложений Псковско-Чудского озера оставался до последнего времени неизученным. Настоящая работа является, по существу, первым исследованием в этом направлении. На основе комплексного литолого-минералогического анализа нами здесь освещаются минеральный состав песчано-алевритовых и пелитовых фракций, валовой химический состав, содержание органического вещества, микроэлементов, подвижного фосфора, общего азота, легкоподвижных карбонатов и аморфного (аутигенного) кремнезема в поверхностном слое донных отложений этого водоема. Количество этих анализов для построения перспективных выводов, по нашему мнению, еще недостаточное, однако имеющийся материал все же раскрывает основные закономерности в распределении отдельных компонентов и может служить основой для дальнейших теоретических исследований и для направления поисково-разведочных работ на лечебные грязи и песчано-гравийное сырье.

Минеральный состав песчано-алевритовых фракций донных отложений Псковско-Чудского озера характеризуется большой качественной пестротой. Обычно в образцах можно установить наличие 25—30 различных минералов или минеральных групп (табл. 1—6). Среди них преобладают кварц, полевые шпаты и карбонаты, составляющие в большинстве случаев более 95% от проанализированных минералов. Содержание слюд составляет в среднем 0,5—1,6%. На долю всех остальных минералов приходится чаще всего около 2—3%.

Содержание тяжелой подфракции (плотностью свыше 2,89 г/см³) невысокое и составляет в мелкопесчаной фракции донных отложений Псковского и Теплового озер в среднем 0,33%, а в мелкопесчаной фракции донных отложений Чудского озера несколько больше — 0,61%. В крупноалевритовой фракции тяжелых минералов значительно больше. Средние значения их количественного содержания в донных отложениях Псковского, Теплового и Чудского озер составляют соответственно 2,27; 1,86 и 4,26%.

Мелкопесчаная, крупноалевритовая и мелкоалевритовая фракции по качественному составу минералов друг от друга отличаются мало, но существенные различия наблюдаются в количественном распространении отдельных минералов. Так, среди минералов легкой подфракции наблюдается резкое увеличение карбонатов в сторону более мелких фракций (табл. 1—6), обусловленное невысокой механической устойчивостью исходного материала. Если средние содержания карбонатных

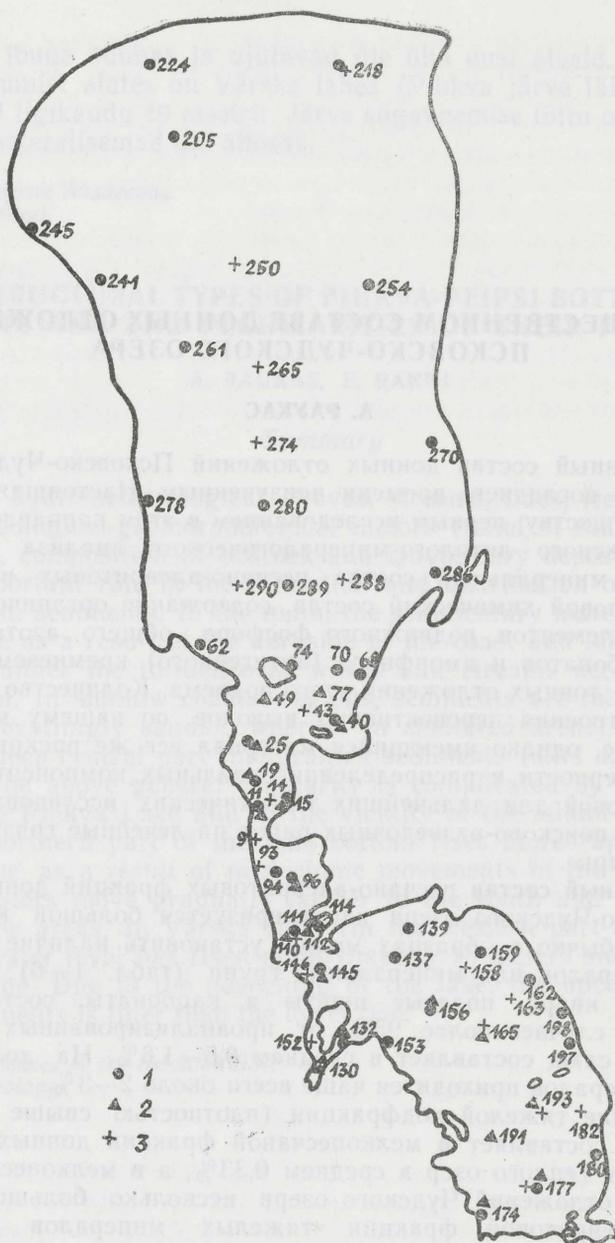


Рис. 1. Расположение указанных в таблицах 1—8 поверхностных образцов, подвергавшихся иммерсионному (1), рентгеноструктурному (2) или химическому (3) анализам.

минералов в мелкопесчаной фракции донных отложений Чудского, Теплового и Псковского озер составляют всего лишь 0,21; 0,09 и 0,01%, то в крупноалевритовой фракции соответствующие содержания уже значительно выше — 3,29; 1,73 и 0,29%.

Малой механической прочностью объясняется также накопление слюд и полевых шпатов в более мелких фракциях. Следует все-таки отметить, что в тяжелой подфракции содержание биотита в мелкопес-

Характерные примеры минерального состава мелкопесчаной фракции (0,1—0,25 мм) донных отложений
Чудского озера

Минералы	Номера образцов													
	62	68	70	74	205	218	224	245	261	270	278	280	286	289
Легкая подфракция (плотность меньше 2,89 г/см ³)														
Кварц	84,0	84,2	91,0	85,4	92,7	71,0	88,4	87,0	81,2	94,5	87,5	93,8	87,4	89,0
Полевые шпаты	15,3	15,8	8,7	13,7	6,7	11,0	11,4	12,7	13,7	5,5	12,5	6,2	11,3	11,0
Биотит	—	—	—	0,3	—	7,5	—	—	2,3	—	—	—	—	—
Мусковит	—	—	0,3	—	0,6	—	—	—	1,7	—	—	—	1,0	—
Карбонаты	0,7	—	—	0,6	—	—	0,2	0,3	1,1	—	—	—	0,3	—
Остальные (остатки створок)	—	—	—	—	—	10,5	—	—	—	—	—	—	—	—
Тяжелая подфракция (плотность свыше 2,89 г/см ³)														
Гематит, лимонит	1,0	3,2	3,4	4,3	3,7	1,6	3,3	1,7	1,8	2,6	3,0	9,8	2,2	2,8
Пирит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Магнетит, ильменит	23,0	12,3	19,6	18,0	43,2	18,2	22,0	17,9	10,6	29,6	14,7	24,0	26,4	33,6
Лейкоксен	1,0	1,3	3,2	2,4	1,8	1,4	1,0	1,0	1,6	2,0	2,2	0,8	1,6	1,6
Гранат	20,4	26,5	34,8	20,6	19,8	14,7	31,8	21,0	11,6	35,6	21,2	30,0	23,0	25,6
Амфиболы	31,2	23,8	21,6	29,4	8,4	27,0	24,3	41,0	34,8	17,2	33,0	19,6	20,4	17,6
Ромбические пироксены	0,6	0,6	1,8	1,4	0,8	0,2	1,2	2,8	0,4	1,2	0,6	0,4	0,6	1,0
Моноклинные пироксены	1,9	2,9	2,0	1,4	0,6	0,9	2,4	2,5	2,0	0,8	1,6	0,8	1,0	1,0
Биотит	1,0	1,0	0,4	0,2	—	15,2	—	—	20,0	—	1,6	0,8	0,4	—
Циркон, монацит	1,7	1,0	2,2	3,9	12,3	8,6	3,9	1,4	1,0	1,2	1,2	2,6	3,8	3,2
Турмалин	3,3	8,0	4,6	5,1	2,6	—	0,8	3,5	1,4	3,2	3,3	3,8	5,4	3,8
Эпидот, цоизит, клиноцоизит	1,2	2,9	0,8	2,9	1,0	4,6	3,1	2,8	0,8	1,8	3,0	1,6	4,2	2,0
Ставролит	1,7	8,0	1,8	4,9	3,4	—	1,6	0,3	0,4	1,4	1,6	5,0	4,0	4,0
Дистен	0,2	—	—	0,2	0,5	—	0,4	—	0,2	—	—	—	—	—
Андалузит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Силлиманит	0,3	—	0,2	0,2	0,3	—	0,8	0,4	—	—	0,6	—	—	0,2
Апатит	4,8	3,9	3,4	4,5	0,6	0,7	1,2	1,8	0,8	1,2	4,1	0,8	3,2	2,6
Рутил	0,2	1,3	—	—	0,8	—	—	—	—	0,6	—	—	—	0,4
Титанит	—	—	0,2	—	0,2	0,3	—	—	0,4	—	0,2	—	0,4	—
Брукит, анатаз	—	—	—	0,2	—	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—
Доломит	1,5	0,4	—	0,2	—	5,9	1,4	1,1	10,2	0,4	3,8	—	0,6	0,2
Остальные (даллит)	5,0	2,9	—	0,2	—	—	0,8	0,7	2,0	1,2	4,3	—	2,8	0,4
Выход тяжелой подфракции	0,34	0,12	0,27	0,21	1,26	0,58	0,93	1,36	0,06	0,85	0,53	0,28	0,49	1,62

Анализы выполнены М. Вийдинг

Таблица 2

Характерные примеры минерального состава крупноалевритовой фракции (0,05—0,1 мм) донных отложений Чудского озера

Минералы	Номера образцов											
	62	68	70	74	218	224	241	245	254	261	278	286
	Легкая подфракция (плотность меньше 2,89 г/см ³)											
Кварц	88,4	90,7	87,4	85,6	38,8	72,2	62,0	71,0	74,0	74,7	87,3	84,0
Полевые шпаты	9,3	9,3	12,4	13,3	8,5	22,8	21,0	17,8	18,6	18,3	10,9	14,0
Биотит	—	—	0,2	—	27,0	—	2,0	—	2,7	6,0	0,3	0,3
Мусковит	—	—	—	—	5,3	—	6,0	—	—	—	—	0,3
Карбонаты	2,3	—	—	1,1	2,6	5,0	8,7	11,2	4,7	1,0	1,5	1,4
Остальные (остатки створок)	—	—	—	—	17,8	—	0,3	—	—	—	—	—
	Тяжелая подфракция (плотность свыше 2,89 г/см ³)											
Гематит, лимонит	0,6	0,2	1,8	1,1	1,1	0,4	3,6	0,7	2,0	1,8	0,3	1,4
Пирит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Магнетит, ильменит	24,0	44,0	26,2	26,8	29,8	20,2	17,8	28,6	16,1	7,4	31,2	23,6
Лейкоксен	3,4	2,0	1,1	2,7	1,7	0,8	1,6	0,3	1,0	2,2	0,8	0,8
Гранат	18,0	21,0	17,4	17,5	32,0	25,0	12,4	24,6	6,3	7,0	28,4	20,4
Амфиболы	26,8	11,0	18,6	22,0	19,8	31,4	41,6	20,4	52,2	37,6	16,6	28,8
Ромбические пироксены	0,6	0,4	1,1	1,1	0,9	0,8	0,8	0,7	0,4	1,6	0,7	0,8
Моноклинные пироксены	1,8	1,2	1,7	2,0	2,1	0,8	1,2	1,2	1,2	1,4	1,3	1,8
Биотит	0,2	—	—	0,4	1,1	—	0,6	—	—	—	12,4	0,2
Хлориты	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Циркон, монацит, ксенотим	12,4	13,2	21,0	10,7	4,2	11,9	6,4	10,9	10,0	2,2	13,8	7,6
Турмалин	2,6	1,6	2,0	2,1	1,5	—	1,8	1,6	—	0,2	0,7	1,4
Эпидот	2,8	1,6	2,8	3,8	2,1	1,5	4,0	2,6	3,3	2,6	1,5	2,4
Цоизит, клиноцоизит	—	0,2	0,3	0,1	—	0,6	0,8	—	0,2	0,6	—	0,2
Ставролит	2,4	1,0	0,6	1,4	0,9	0,4	0,2	—	0,2	0,2	1,0	3,2
Дистен	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	0,2	—
Андалузит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Силлиманит	—	—	—	0,1	—	—	0,2	—	—	—	0,2	0,4
Апатит	2,2	2,2	3,8	6,4	0,6	1,5	2,2	3,3	3,1	1,6	2,8	3,0
Рутил	1,6	0,2	1,2	0,5	—	0,6	0,4	0,5	0,8	0,4	0,5	0,8
Титанит	—	—	0,3	0,7	0,2	0,2	0,2	0,2	—	0,2	—	0,4
Брукит, анатаз	—	—	0,1	—	—	—	0,2	—	—	0,4	1,0	0,2
Доломит	0,4	0,2	—	0,2	2,0	2,9	2,8	4,4	2,4	14,8	—	0,6
Остальные (даллит)	0,2	—	—	0,4	—	—	1,2	—	0,4	4,6	—	2,0
Выход тяжелой подфракции	3,06	7,14	2,94	4,36	3,5	5,5	1,44	10,4	0,6	0,84	9,6	1,69

Анализы выполнены М. Вийдинги

Характерные примеры минерального состава мелкопесчаной фракции (0,1—0,25 мм) донных отложений Теплого озера

Минералы	Номера образцов							
	11	15	19	25	40	94	96	114
	Легкая подфракция (плотность меньше 2,89 г/см ³)							
Кварц	79,0	86,0	87,1	88,0	73,4	88,6	66,3	22,8
Полевые шпаты	20,2	13,7	12,9	12,0	19,0	10,3	13,1	3,1
Биотит	0,3	—	—	—	3,3	—	5,3	0,5
Мусковит	0,5	0,3	—	—	4,3	0,4	4,0	3,8
Карбонаты	—	—	—	—	—	0,7	—	—
Остальные (остатки створок)	—	—	—	—	—	—	11,3	69,8
	Тяжелая подфракция (плотность свыше 2,89 г/см ³)							
Гематит, лимонит	6,2	3,4	5,6	2,8	3,3	3,2	4,8	3,0
Пирит	—	—	—	—	—	—	—	+
Магнетит, ильменит	18,4	23,2	15,1	20,8	5,9	26,8	13,2	30,2
Лейкоксен	2,4	2,2	0,7	1,6	4,1	1,2	4,8	3,2
Гранат	9,6	22,8	13,7	15,4	4,6	13,4	9,6	14,2
Амфиболы	41,2	28,4	36,1	30,4	8,5	26,2	17,4	23,0
Ромбические пироксены	1,4	1,0	1,0	0,8	—	1,2	0,8	1,2
Моноклинные пироксены	3,4	1,6	1,4	2,4	—	2,4	1,0	1,0
Биотит	0,6	0,4	1,7	1,2	46,3	0,4	35,6	8,0
Хлориты и мусковит	—	—	—	—	16,3	—	—	—
Циркон, монацит, ксенотим	1,4	2,2	0,4	1,2	0,2	1,2	4,8	5,2
Турмалин	3,2	3,8	6,0	5,4	0,5	6,8	1,6	1,8
Эпидот	1,4	1,2	3,2	4,4	0,5	1,8	1,6	1,6
Цоизит, клиноцоизит	—	—	—	0,2	—	—	—	—
Ставролит	3,2	2,8	4,2	5,2	2,4	6,6	1,0	3,4
Дистен	—	—	0,3	0,2	—	0,2	—	—
Андалузит	—	—	—	—	—	—	—	—
Силлиманит	—	—	—	—	—	0,2	—	0,4
Апатит	2,4	5,2	3,9	5,6	1,1	2,2	0,6	1,6
Рутил	—	0,8	1,0	0,4	—	0,4	0,4	1,0
Титанит	1,4	—	0,4	0,4	0,4	0,8	0,4	0,2
Брукит, анатаз	0,2	—	—	—	—	—	—	—
Доломит	1,6	—	0,4	—	—	3,2	—	—
Остальные (даллит)	2,6	1,0	4,3	1,6	5,9	1,8	2,4	1,0
Выход тяжелой подфракции	0,19	0,8	0,17	0,28	0,25	0,38	0,36	0,19

Анализы выполнены М. Вийдинг

Характерные примеры минерального состава крупноалевритовой фракции (0,05—0,1 мм) донных отложений Теплового озера

Минералы	Номера образцов								
	11	15	19	25	40	94	96	111	114
	Легкая подфракция (плотность меньше 2,89 г/см ³)								
Кварц	70,4	78,2	80,4	72,6	75,7	67,0	75,0	60,0	59,2
Полевые шпаты	17,7	19,4	18,0	22,5	22,5	26,0	22,5	28,8	29,8
Биотит	6,1	—	—	3,0	1,2	2,0	1,6	3,1	1,0
Мусковит	3,9	0,6	1,6	1,9	0,6	—	0,9	1,2	—
Карбонаты	1,9	1,8	—	—	—	5,0	—	6,9	—
Остальные (остатки створок)	—	—	—	—	—	—	—	—	10,0
	Тяжелая подфракция (плотность свыше 2,89 г/см ³)								
Гематит, лимонит	0,6	0,7	0,4	1,5	2,0	2,8	1,3	2,2	0,4
Пирит	—	—	—	—	—	—	—	—	+
Магнетит, ильменит	25,6	33,6	28,8	16,8	23,6	22,8	22,0	15,2	24,4
Лейкоксен	2,2	1,2	1,2	0,7	1,7	1,6	1,9	2,0	4,1
Гранат	11,0	17,3	19,4	25,4	15,2	14,8	12,5	7,0	13,3
Амфиболы	36,6	20,3	20,8	24,4	30,2	30,0	32,3	35,4	38,2
Ромбические пироксены	0,6	1,0	0,6	0,4	0,4	0,4	1,1	—	0,2
Моноклинные пироксены	1,4	0,7	1,6	0,9	1,4	2,0	2,6	0,8	0,7
Биотит	0,4	—	0,2	10,3	—	—	1,6	0,8	0,9
Хлориты	—	—	—	+	—	—	—	—	—
Циркон, монацит, ксенотим	9,0	12,8	12,4	8,4	7,7	9,2	5,5	10,0	7,6
Турмалин	1,8	1,0	2,2	0,9	2,0	0,6	2,1	1,0	1,1
Эпидот	2,8	3,1	5,0	3,3	4,4	4,4	6,8	5,4	3,1
Цоизит, клиноцоизит	0,4	0,3	0,6	0,6	0,7	0,4	0,5	1,2	0,7
Ставролит	0,4	1,2	2,0	2,0	1,3	0,6	0,5	0,4	0,2
Дистен	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—
Андалузит	—	—	—	+	—	—	—	—	—
Силлиманит	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	2,6	3,1	3,0	3,2	4,4	2,2	2,6	1,8	3,0
Рутил	1,2	0,9	1,0	1,2	1,1	1,6	0,6	1,2	0,9
Титанит	0,6	0,4	0,6	—	0,3	0,8	0,1	1,4	0,4
Брукит, анатаз	0,4	—	0,4	—	—	0,6	0,6	0,2	0,2
Доломит	1,6	1,5	—	—	—	5,2	0,5	14,0	—
Остальные (даллит)	0,6	0,9	1,6	—	3,6	—	4,9	—	0,6
Выход тяжелой подфракции	0,78	6,84	2,84	1,71	0,76	0,84	0,8	1,16	0,98

Анализы выполнены М. Вийдинг

Характерные примеры минерального состава мелкопесчаной фракции (0,1—0,25 мм) донных отложений Псковского озера

Минералы	Номера образцов								
	137	139	153	159	162	174	180	197	198
	Легкая подфракция (плотность меньше 2,89 г/см ³)								
Кварц	84,4	84,0	80,0	86,0	84,7	58,7	92,3	88,3	87,0
Полевые шпаты	15,6	15,3	20,0	13,7	15,3	2,0	7,7	11,7	13,0
Биотит	—	0,7	—	—	—	—	—	—	—
Мусковит	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—
Карбонаты	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Остальные (остатки створок)	—	—	—	—	—	39,3	—	—	—
	Тяжелая подфракция (плотность свыше 2,89 г/см ³)								
Гематит, лимонит	8,0	2,1	3,8	5,8	9,0	3,6	7,3	1,4	5,4
Пирит	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8
Магнетит, ильменит	19,6	27,9	18,8	12,8	18,4	31,6	26,8	28,6	20,4
Лейкоксен	1,6	3,0	0,8	3,2	4,2	2,0	2,3	1,2	2,8
Гранат	18,8	21,0	11,8	20,4	13,6	10,0	28,6	38,0	9,4
Амфиболы	24,4	20,6	44,2	27,0	29,2	21,4	14,3	10,8	35,2
Ромбические пироксены	2,0	0,7	0,8	2,6	0,6	1,2	0,9	0,6	2,6
Моноклинные пироксены	1,6	2,0	2,0	1,6	2,0	1,0	0,7	0,6	2,8
Биотит	1,0	0,1	0,2	0,6	0,2	1,4	0,7	—	0,8
Циркон, монацит	4,2	8,7	2,2	2,0	2,0	3,2	3,6	4,8	4,2
Турмалин	6,0	3,9	4,0	8,2	7,4	7,4	5,2	5,0	3,0
Эпидот	2,6	2,6	2,6	1,8	2,0	2,0	2,1	2,2	3,2
Цоизит, клиноцоизит	0,2	0,3	—	0,4	—	—	0,2	0,2	—
Ставролит	3,6	3,0	2,4	7,6	5,2	6,6	3,2	4,2	3,6
Дистен	0,2	—	0,6	0,2	0,2	0,4	0,3	0,2	0,4
Андалузит	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Силлиманит	0,4	0,2	—	0,4	0,8	—	0,2	—	0,8
Апатит	4,4	3,0	5,0	3,8	4,0	2,0	2,9	1,8	3,0
Рутил	0,8	0,8	0,6	0,8	0,2	0,2	0,5	—	0,6
Титанит	0,2	—	—	0,2	0,8	0,4	—	0,4	—
Брукит, анатаз	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—
Доломит	—	0,1	0,2	—	—	—	—	—	—
Остальные (даллит)	0,4	—	—	0,2	0,2	5,6	0,2	—	1,0
Выход тяжелой подфракции	0,07	0,22	0,11	0,28	0,78	0,69	0,07	0,67	0,09

Анализы выполнены М. Вийдинг

Характерные примеры минерального состава крупноалевритовой фракции (0,05—0,1 мм)
донных отложений Псковского озера

Минералы	Номера образцов												
	130	132	137	139	145	153	156	159	162	174	177	180	197
	Легкая подфракция (плотность меньше 2,89 г/см ³)												
Кварц	22,0	53,3	79,4	82,7	40,0	75,0	25,1	81,6	83,4	34,0	35,3	89,0	88,6
Полевые шпаты	1,9	15,0	20,6	17,3	4,9	22,8	5,8	18,0	15,3	5,3	—	10,7	11,4
Биотит	—	2,9	—	—	1,8	0,9	0,6	—	—	—	—	—	—
Мусковит	—	—	—	—	—	0,4	—	—	1,3	1,3	1,5	—	—
Карбонаты	—	—	—	—	—	0,9	—	0,2	—	—	2,4	0,3	—
Остальные (остатки створок)	76,1	28,8	—	—	53,3	—	68,5	0,2	—	59,4	60,8	—	—
	Тяжелая подфракция (плотность свыше 2,89 г/см ³)												
Гематит, лимонит	2,4	2,2	1,6	1,8	3,2	1,4	2,4	3,4	4,7	3,2	2,2	3,1	2,1
Пирит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Магнетит, ильменит	26,2	21,6	23,9	26,8	32,4	26,4	28,8	19,0	25,0	37,4	11,6	39,0	33,6
Лейкоксен	—	1,2	3,0	3,8	—	5,6	1,0	3,0	3,7	2,5	—	0,4	1,1
Гранат	19,2	13,2	20,2	12,1	15,4	22,6	11,6	15,2	17,3	8,9	18,4	16,0	22,2
Амфиболы	28,4	36,4	23,2	32,2	26,6	19,6	27,4	37,6	24,6	24,0	34,8	15,8	13,1
Ромбические пироксены	0,4	0,8	0,6	0,4	0,6	0,2	0,2	1,0	0,8	0,2	1,2	1,2	0,7
Моноклинные пироксены	1,0	1,2	1,0	2,1	1,8	1,0	0,8	0,8	0,8	0,9	1,2	0,6	0,6
Биотит	—	—	—	—	0,4	—	—	0,2	—	1,0	—	0,2	—
Циркон, монацит, ксенотим	11,6	12,6	12,1	9,8	10,0	8,6	17,6	8,6	7,7	11,9	16,4	15,7	18,6
Турмалин	0,6	1,2	2,7	1,8	—	4,2	0,2	5,0	3,5	0,3	0,4	1,7	1,1
Эпидот	4,2	4,0	1,9	1,6	2,6	1,4	4,4	1,8	3,2	3,2	6,8	1,9	2,4
Цоизит, клиноцоизит	0,6	0,6	0,6	0,2	0,6	—	1,0	—	0,7	0,7	2,2	—	—
Ставролит	0,4	0,4	1,0	1,8	0,4	2,6	0,6	0,8	1,8	0,4	0,8	0,8	1,4
Дистен	—	0,2	—	0,2	0,2	—	—	—	—	—	—	—	0,1
Андалузит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Силлиманит	—	—	—	0,4	—	0,6	—	—	0,2	—	—	—	—
Апатит	0,4	2,0	5,1	3,2	1,0	3,6	0,6	2,8	3,8	1,9	1,6	2,1	1,0
Рутил	1,6	1,4	1,6	1,4	1,2	1,0	1,2	0,6	1,0	1,2	0,8	0,8	1,6
Титанит	1,0	0,6	—	0,2	1,0	0,4	1,0	0,2	0,7	1,0	1,2	0,2	0,4
Брукит, анатаз	0,6	0,4	0,5	0,2	1,2	0,4	0,4	—	—	0,7	0,4	0,3	—
Доломит	1,4	—	—	—	0,4	0,2	0,8	—	0,2	0,6	—	—	—
Остальные (даллит)	—	—	—	—	1,0	0,2	—	—	0,3	—	—	0,2	—
Выход тяжелой подфракции	0,07	0,42	4,02	0,22	0,06	16,7	0,06	0,12	2,98	0,31	0,08	4,41	0,05

Анализы выполнены М. Вийдинг

чаной фракции несколько выше, чем в крупноалевритовой. Характерной чертой минерального состава отложений является высокое содержание различных сильно выветренных обломков и минеральных агрегатов, а также гидрослюдистых минералов в мелкоалевритовой фракции, хотя некоторые образцы мелкопесчаной фракции, особенно в Теплом и Псковском озерах, также в значительной степени обогащены ими (табл. 3, 5). Кварц явно тяготеет к более грубым фракциям, что объясняется его относительно высокой прочностью.

Среди минералов тяжелой подфракции обращает на себя внимание значительное увеличение содержания циркона и монацита в направлении более мелких фракций (табл. 1—6). Возрастает также содержание флюорита, рутила, титанита, брукита и анатаза. Все эти минералы являясь аксессуарными для материнских пород кристаллического массива Фенноскандии и встречаются в них обычно в виде микроскопических образований. В качестве небольших кристаллов они в переотложенном виде встречаются также в коренных осадочных породах (Вийдинг, 1968; Юргенсон, 1970) и плейстоценовых отложениях Эстонии (Пиррус, 1968; Раукас, 1961). Этим обстоятельством и объясняется концентрация их в мелких фракциях донных отложений. К последним явно тяготеют также магнетит и ильменит. Гематит, пироксены, амфиболы, эпидот, ставролит и дистен встречаются в исходных породах и отложениях в основном более крупными кристаллами и соответственно концентрируются в более крупных фракциях донных отложений.

В образцах, собранных из различных плёсов Псковско-Чудского озера, в качественном минеральном составе каких-либо более четких различий не наблюдается. В донных отложениях Псковского и Теплого озер мы пока не обнаружили глауконита, который в виде отдельных зерен установлен в донных отложениях Чудского озера, особенно в его северной части. Более наглядные закономерности выявляются в количественных соотношениях минералов, зависящих от влияния исходных пород, прежде всего морены и водно-ледниковых отложений последнего оледенения.

Наиболее показательным является уменьшение содержания карбонатных минералов в донных отложениях по мере перехода от подстилающих ордовикских и силурийских коренных пород и серой карбонатной морены в районе Чудского озера к девонским терригенным породам и малокарбонатной морене в южной части водоема, в пределах Теплого и Псковского озер. Если карбонатные минералы в донных отложениях Чудского озера являются обычными (табл. 1, 2) и в донных отложениях Теплого озера при анализе наблюдаются еще довольно часто (табл. 3, 4), то в донных отложениях Псковского озера (табл. 5, 6) они практически отсутствуют, особенно в мелкопесчаной фракции. Интересен тот факт, что в донных отложениях северной части водоема, как и в близлежащих моренах, среди карбонатных минералов кальцит преобладает над доломитом, а в южной и средней части водоема, наоборот, доломит преобладает над кальцитом. Это объясняется более высокой устойчивостью доломита и неодинаковым содержанием этих минералов в исходных породах и отложениях.

Наблюдается еще ряд других, менее существенных различий количественного содержания минералов (табл. 1—6), которые также объясняются влиянием исходных пород и отложений. Из них наиболее характерным является увеличение содержания циркона, монацита и турмалина в южном направлении, где исходные породы тоже обогащены ими

(Вийдинг, 1968 и др.). Интересно отметить, что если в моренах последнего оледенения Эстонии содержание амфиболов и пироксенов в южном направлении закономерно уменьшается (Раукас, 1961), то в донных отложениях Псковско-Чудского озера такой закономерности мы пока не обнаружили. Возможно, что это результат неоднократного переотложения материала и усреднения его состава.

Минеральный состав глинистой составляющей донных отложений рассматриваемого водоема изучен во фракции менее 0,001 мм рентгеноструктурным методом лишь в пределах Теплого и Псковского озер (табл. 7). Установлены следующие глинистые минералы: гидрослюда, каолинит, хлориты, монтмориллонит и смешанослойные образования типа гидрослюда-монтмориллонит и монтмориллонит-хлорит. В образцах всегда присутствуют также неглинистые минеральные примеси, особенно часто кварц (во всех образцах), полевые шпаты (в большинстве образцов), доломит (25% изученных образцов) и кальцит (40%), реже гематит, гетит и сидерит (в отдельных образцах). Интересно отметить, что сидерит и гетит пока встречены только в донных отложениях Псковского озера (табл. 7). Разумеется, ввиду незначительного количества выполненных анализов, указанная закономерность может оказаться случайной.

Из характерных для четвертичных отложений Эстонии глинистых минералов в донных отложениях Псковско-Чудского озера пока не найден вермикулит, который в позднеледниковых ленточных глинах Южной Эстонии содержится в количестве от следов до 20% (Саарсе, Утсал, 1977). Причина этого не выявлена.

Наиболее распространенными глинистыми минералами в изученных донных отложениях, как и в других четвертичных отложениях Эстонии, являются гидрослюда, количество которых колеблется от 40 до 75%, составляя наиболее часто 55—70% (табл. 7). Содержание их неравномерное, но какой-нибудь ясной закономерности в их территориальном распределении не наблюдается.

За исключением одного образца (№ 40) в донных отложениях всегда присутствует каолинит, содержание которого колеблется от следов до 22% и наиболее часто составляет 5—15%. Примерно такое же количество каолинита установлено в озерно-ледниковых глинах Южной Эстонии (Пиррус, 1968; Саарсе, Утсал, 1977).

Для отделения каолинита от хлоритов применялись термическая обработка и обработка теплой 10%-ной соляной кислотой. Хлориты присутствуют в ассоциации с гидрослюдами, каолинитом и смешанослойными образованиями практически во всех изученных образцах (за исключением образца 110) в количестве от следов до 20%. Наиболее часто содержание их, как и содержание каолинита, составляет 5—15%. В озерно-ледниковых глинах Южной Эстонии содержание хлоритов колеблется от следов до 10—30% (Саарсе, Утсал, 1977).

Монтмориллонит присутствует в 50% образцов в количестве от следов до 15%. Примерно в тех же количествах он установлен также в озерно-ледниковых глинах Южной Эстонии (Саарсе, Утсал, 1977).

Из смешанослойных образований наиболее распространенными являются образования типа гидрослюда-монтмориллонит, которые диагностируются по сильному базальному рефлексу с $d = 10,60 - 11,50 \text{ \AA}$ и по слабым базальным отражениям с $d = 4,80 - 4,95 \text{ \AA}$ и с $d = 3,24 - 3,25 \text{ \AA}$. Содержание их от 5—40%, чаще всего от 10 до 20%. Отдельные anomalously высокие содержания, превышающие количество смешанослой-

Таблица 7

Минеральный состав (%) глинистой составляющей (менее 0,001 мм) донных отложений Теплового (№№ 11—114) и Псковского (130—193) озер по данным рентгеноструктурного исследования.

Номера образцов	Гидрослюды	Каолинит	Хлориты	Монтмориллонит	Смешанослойные		Минеральные примеси
					г—м	м—х	
11	70	15	5	5	5	—	кварц
15	40	20	5	15	20	—	кварц (14), п. ш. (3), кальцит (1—2), доломит (1)
19	40	5	15	—	40	—	кварц (3)
25	70	3	12	+	10	5	кварц (3), п. ш. (5), кальцит (7), доломит
40	55	—	20	5	20	—	кварц (3), п. ш. (7)
49	65	10	5	—	20	—	п. ш., кварц
77	60	10	10	?	20	?	кварц, кальцит
96	60	8	10	—	16	6	кварц (5), п. ш. (2), доломит (2), гематит (3)
110	75	+	—	—	15	10	кварц (3), п. ш., кальцит
112	51	12	12	5	20	—	кварц (2), п. ш. (1—2)
114	50	15	10	—	25	—	кварц (5), п. ш. (2), кальцит (1), доломит (1)
130	70	7	13	—	10	—	кварц (3), п. ш. (1), гетит (3)
132	43	10	12	—	35	—	кварц (3), кальцит (10), п. ш. (2—3)
145	55	22	+	10	13	—	п. ш. (2—3), кварц
156	55	8	12	5	20	—	кварц (3), п. ш. (1—2), кальцит (3)
165	60	10	5	5	15	5	кварц (2), кальцит (2), п. ш. (3)
174	55	14	9	7	15	—	кальцит (1), сидерит, кварц
177	65	15	7	—	13	—	п. ш., сидерит (3), кварц
191	60	9	8	+	23	—	кварц, п. ш. (8), сидерит (3)
193	55	10	10	—	25	—	п. ш. (4), доломит (2), гетит, кварц

Сокращения: г—м — гидрослюды-монтмориллонит, м—х — монтмориллонит-хлорит, п. ш. — полевые шпаты.

Анализы выполнены и интерпретированы Э. Пиррусом

ных образований в озерно-ледниковых глинах (Пиррус, 1968; Саарсе, Утсал, 1977), установлены как в Теплом (образец 19), так и в Псковском (образец 132) озерах.

Смешанослойные образования типа монтмориллонит-хлорит встречаются значительно реже. Они характеризуются базальными рефлексами с $d=14,25-14,55\text{Å}$ и $d=7,18-7,28\text{Å}$, которые после насыщения этиленгликолем увеличиваются до 7,7 и 15,8Å. В большинстве образцов они вообще отсутствуют и лишь в одном образце (№ 110) содержание их доходит до 10%. Следует отметить, что в небольших количествах (до 10%) эти смешанослойные образования обнаружены также в озерно-ледниковых глинах Южной Эстонии.

Таким образом, глинистый компонент изученных донных отложений характеризуется полиминеральным составом, заимствованным из различных исходных пород, главным образом из морены и озерно-ледниковых глин. Преобладают гидрослюды, но почти всегда присутствуют также хлориты, каолинит и смешанослойные образования типа гидрослюда-монтмориллонит. Количество монтмориллонита и смешанослойных образований типа монтмориллонит-хлорит незначительное, а вер-

Таблица 8

Характерные примеры химического состава донных отложений Чудского (обр. 218—290), Теплового (9—111) и Псковского (обр. 146—193) озер

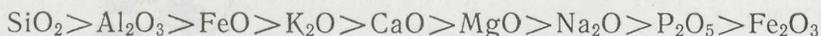
Номера образцов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	Потеря при прокаливании	CO ₂	Итого
218	67,24	10,75	—	3,60	2,09	1,31	0,21	2,41	0,93	12,43	2,36	100,97
250	44,96	12,69	0,27	4,82	2,11	2,08	0,21	2,43	0,60	29,29	1,99	99,46
265	44,02	12,94	—	6,24	1,90	1,56	0,24	2,28	0,60	29,47	2,00	99,25
274	46,14	12,62	0,40	5,22	1,95	1,60	0,22	2,32	0,58	28,58	1,92	99,63
288	63,45	9,25	—	3,33	2,45	1,76	0,20	2,61	0,91	16,07	2,71	100,03
290	94,55	2,67	—	0,34	0,25	0,10	0,08	1,00	0,16	0,82	0,35	99,97
9	56,91	12,85	—	4,95	1,96	2,06	0,22	1,81	0,48	18,35	1,50	99,59
14	80,62	8,17	—	1,69	1,40	1,03	0,14	1,78	0,48	4,17	1,03	99,48
43	85,14	6,78	0,21	0,72	1,41	0,52	0,09	1,33	0,52	2,60	1,06	99,32
93	66,46	11,11	—	3,57	1,94	1,49	0,16	1,65	0,47	14,05	1,35	100,90
111	58,07	13,38	—	4,07	2,22	1,53	0,21	1,88	0,47	18,14	1,03	99,97
146	67,16	11,18	—	3,50	2,25	1,03	0,18	1,87	0,50	11,64	1,10	99,31
152	70,69	10,69	—	2,31	1,94	1,53	0,13	1,89	0,50	9,71	1,43	99,39
158	83,50	6,97	—	1,42	0,53	0,77	0,12	2,20	0,60	3,29	0,37	99,40
163	48,86	17,30	—	4,81	1,35	1,16	0,21	2,67	0,57	23,20	0,54	100,13
165	46,88	16,70	0,20	5,85	1,21	1,85	0,24	2,53	0,38	23,56	0,64	99,40
177	56,82	14,94	1,80	3,55	1,90	1,95	0,22	2,96	0,60	14,68	1,54	99,42
182	73,67	9,36	—	2,42	1,09	0,78	0,17	2,21	0,50	8,81	0,23	99,01
193	49,00	15,10	—	6,06	1,36	1,37	0,26	2,70	0,54	23,15	0,81	99,55

Анализы выполнены Л. Сягой

микулит, кажется, отсутствует вовсе. Все минералы характеризуются низкой степенью раскристаллизованности, вследствие чего даже базальные рефлексы первого порядка имеют слабую интенсивность и трудно поддаются идентификации. Причина этого, по всей вероятности, кроется в слабой уплотненности изученных осадков и в относительно высоком содержании в них органического вещества.

Результаты валового химического анализа донных отложений (табл. 8) указывают на генетическую связь их с литологическим составом пород бассейна сноса. Они теснейшим образом зависят от гранулометрического состава отложений и от количества органического материала. Последнее косвенно выражается в потере при прокаливании и колеблется в весьма больших пределах — от 0,82 до 29,47%. По этой причине для получения сравниваемых результатов и элиминирования влияния органического вещества необходимо провести несложные пере-счеты только на минеральный состав осадков.

В отложениях преобладают кремнезем и полуторные окислы. В целом наблюдается следующая последовательность отдельных компонентов:



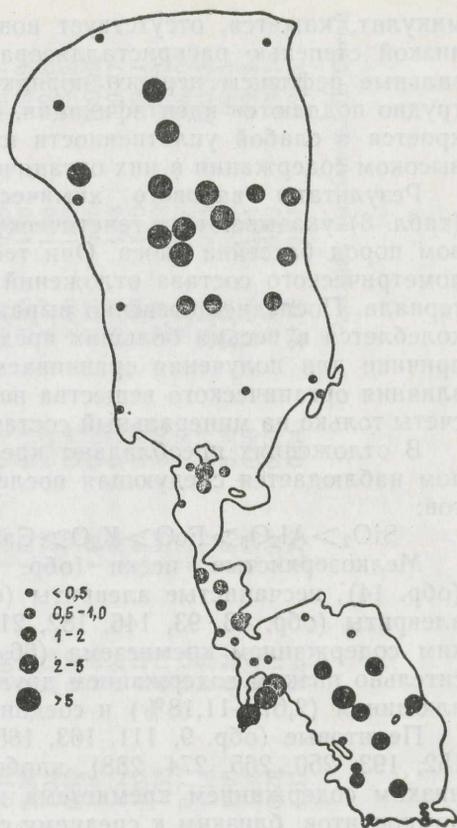
Мелкозернистые пески (обр. 290), пелитисто-алевритовые пески (обр. 14), песчанистые алевриты (обр. 158) и песчанисто-пелитистые алевриты (обр. 43, 93, 146, 182, 218) характеризуются довольно высоким содержанием кремнезема (66,46—94,55%) и соответственно относительно низким содержанием других компонентов, в частности окисла алюминия (2,67—11,18%) и соединений железа (0,34—3,60%).

Пелитовые (обр. 9, 111, 163, 165, 177) и пелитистые алевриты (обр. 152, 193, 250, 265, 274, 288), наоборот, характеризуются относительно низким содержанием кремнезема и повышенным содержанием других компонентов, близким к среднему содержанию в глинах по А. П. Виноградову (1962). Так содержание окисла алюминия в них без поправки за счет потери при прокаливании составляет 9,25—17,30%, окисла кальция — 1,21—2,45%, окисла магния — 1,16—2,08%, окисла калия — 1,81—2,96% и окисла натрия — 0,38—0,91%. Железо в изученных отложениях присутствует в основном в закисной форме, что указывает на восстановительные условия среды осадконакопления. Как в осадочных породах в целом и в глинах в частности, среди щелочных металлов количество калия значительно превышает содержание натрия.

Выявленные различия в валовом химическом составе осадков обусловлены в основном гранулометрическим составом. Каких-либо четких различий между отдельными частями Псковско-Чудского озера нам установить не удалось.

Рассмотрим сейчас несколько подробнее содержание в рассматриваемых донных отложениях аморфного кремнезема, карбонатов, подвижного фосфора и органического вещества. Кремнезем, как известно, встречается в донных отложениях в основном в виде кварца, в меньшей мере — в составе разных алюмосиликатных и силикатных минералов, а в еще более мелком количестве — в виде аморфного или так называемого аутигенного кремнезема. Кривая его распределения, по-видимому, согласуется с распределением в отложениях панцирей диатомовых водорослей. Вследствие малых размеров диатомовых (сотые доли миллиметра) в процессе седиментации они обычно концентрируются в осадках более глубоководной части озера (рис. 2), где преобладают более тонкозернистые отложения (см. статью

Рис. 2. Содержание в донных отложениях Псковско-Чудского озера аморфного (аутигенного) кремнезема, %.



А. Раукаса и Э. Ряхни в настоящем сборнике). Этим и объясняются более высокие содержания аморфного кремнезема в пелитистых и пелитовых алевритах по сравнению с песками и песчанистыми алевритами. Так, в песчанистых алевритах и алевритовых песках Чудского озера количество аморфного кремнезема ничтожное (от следов до 0,79%), в то же время как в более тонкозернистых пелитистых и пелитовых алевритах содержание его нередко превышает 5%.

В целом донные отложения Чудского озера богаче аморфным кремнеземом, нежели донные осадки Псковского и особенно Теплового озера (рис. 2). Если установленное максимальное количество аморфного кремнезема в донных отложениях Чудского озера достигает 7,14% и Псковского озера 6,58%, то в донных отложениях Теплового озера оно лишь в двух изученных образцах превышает 2%, достигая максимумом 2,58%. Это не согласуется с данными Н. Давыдовой (см. ее статью в настоящем сборнике) по содержанию диатомовых в поверхностном слое донных отложений в разных плёсах Псковско-Чудского озера. Полученные нами несколько отличающиеся данные объясняются, видимо, двумя причинами — выносом относительно легких диатомовых течениями в глубоководные части Чудского озера и переотложением их из плейстоценовых отложений.

Кроме центральных частей водоема относительно высокие концентрации аморфного кремнезема наблюдаются в затишных зонах с высо-

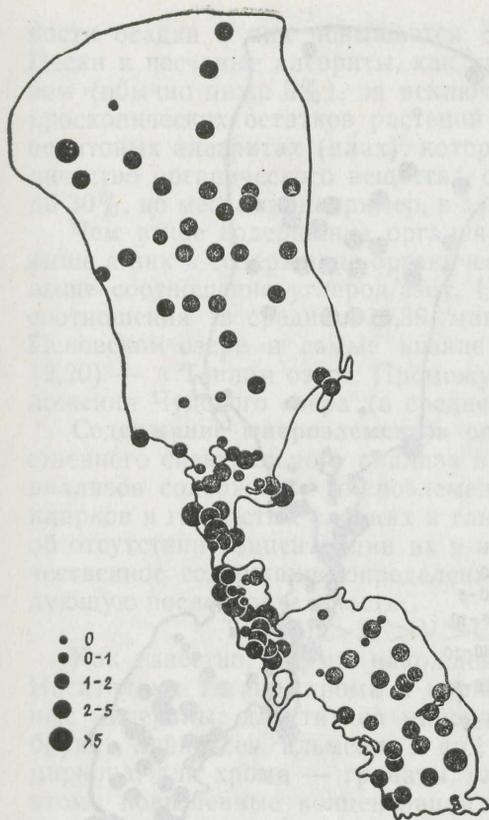


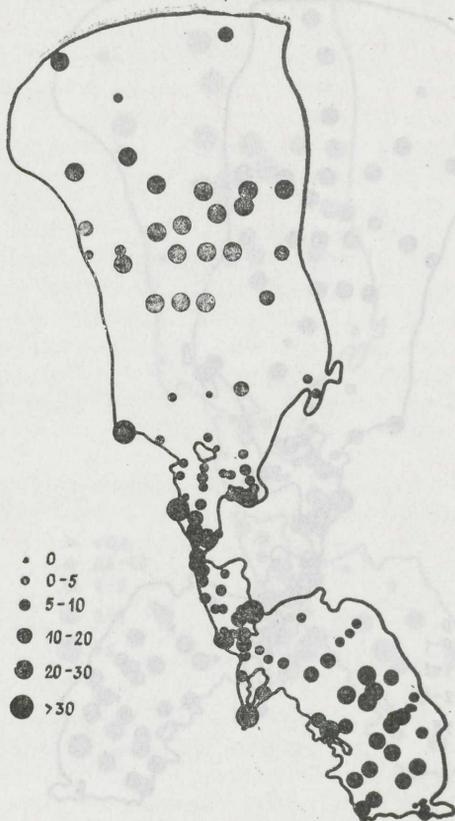
Рис. 3. Содержание в донных отложениях Псковско-Чудского озера свободных карбонатов, %.

кой биопродукцией, например в заливе Вярска, где установлены наиболее высокие для Псковского озера концентрации аморфного кремнезема.

В содержании подвижного фосфора тоже наблюдаются большие колебания, причем в отличие от аморфного кремнезема наиболее высокие концентрации его приурочены к прибрежной зоне, особенно к заливам и населенным пунктам. Это, видимо, связано с поступлением в озеро хозяйственных отходов и фосфорных удобрений. О влиянии последнего фактора говорит относительно высокое содержание подвижного фосфора в донных осадках узкого Теплого озера, вокруг которого широко развиты окультуренные сельскохозяйственные районы, особенно на западном берегу озера. Среднее содержание его в Чудском, Теплом и Псковском озерах составляет соответственно 5,5; 11,8 и 6,3 мг на 100 г породы.

Карбонаты поступают в донные отложения Псковско-Чудского озера в результате абразии дна и берега в основном в виде обломочных минералов — кальцита и доломита, в меньшей мере в виде скелетных остатков обитающих озеро субфоссильных моллюсков. В целом карбонатность донных отложений, выраженная на основе CaCO_3 в весовых процентах, мала (рис. 3) и достигает в Чудском озере 5,11%, в Теплом — 6,92, а в Псковском озере — 6,67%. Существенных территориальных различий в содержании карбонатов не наблюдается. В зависи-

Рис. 4. Содержание в донных отложениях Псковско-Чудского озера органического вещества, %.



мости от гранулометрического состава донных отложений и характера размываемых исходных пород карбонатность отложений даже в близлежащих пунктах опробования колеблется в больших пределах. Максимально обогащены карбонатами мелкие, пелитистые и песчанистые алевриты. Это вполне понятно, поскольку мелкоалевритовая фракция является наиболее насыщенной карбонатами также в исходных для донных отложений моренах и ленточных глинах (Пиррус, Раукас, 1963). В песках (например, северные о-ва Пийриссаар) и богатых пелитовыми фракциями разновидностях донных отложений (например, в средней части Теплового озера) карбонатность отложений заметно уменьшается.

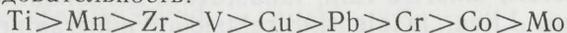
Содержание органического вещества в донных отложениях Псковско-Чудского водоема колеблется от следов (рис. 4) до 38,98% в Чудском озере; до 83,26% — Теплом озере и до 34,52% — в Псковском озере. Наиболее существенные различия в содержании органического вещества наблюдаются в донных отложениях Теплового озера. Органическое вещество встречается в отложениях в основном в тонкораспыленном виде, но местами также в виде переотложенного торфа, как, например, в устьевой части р. Суур-Эмайыги и в некоторых прибрежных районах Теплового озера.

В распределении количества органики по гранулометрическим типам проявляется известная закономерность — с увеличением дисперс-

ности осадка в них повышается содержание органического вещества. Пески и песчаные алевриты, как правило, бедны органическим веществом (обычно ниже 5%), за исключением случаев выявления в них микроскопических остатков растений или кусков торфа. В пелитистых и пелитовых алевритах (илах), которые всегда обогащены органикой, количество органического вещества обычно колеблется в пределах от 10 до 30%, но местами, например, в заливе Вярска, и больше.

Чем выше содержание органического вещества в отложениях, тем выше в них и содержание органического углерода и общего азота и тем выше соотношения (в среднем 10,39, максимально до 20,19) наблюдаются в Псковском озере и самые низкие (в среднем 8,19, максимально до 12,20) — в Теплом озере. Промежуточное положение имеют донные отложения Чудского озера (в среднем 9,45, максимально до 15,72).

Содержание микроэлементов определялось с помощью полуквантитативного спектрального анализа в валовых пробах. В большей части анализов содержание микроэлементов не превышает соответствующих кларков в глинистых сланцах и глинах (Виноградов, 1962), что говорит об отсутствии концентрации их в изученных донных отложениях. Количественное содержание определенных элементов чаще всего имеет следующую последовательность:



Как известно, формы нахождения этих микроэлементов различны. Носителями титана, хрома и циркония являются в основном обломочные минералы: для титана минералы группы титана (рутил, анатаз, брукит, лейкоксен, ильменит и др.), для циркония — минералы группы циркона, для хрома — гранаты, слюды, хлориты, магнетит и др. Поэтому повышенные концентрации их приурочены к песчано-алевритовым прибрежным разновидностям осадков.

Марганец, никель, свинец, молибден и ванадий большей частью адсорбированы на поверхности глинистых частиц или связаны с органической составляющей, вследствие чего они в больших количествах приурочены к более тонкозернистым отложениям центральных глубоководных частей бассейна.

Территориальные различия в содержании микроэлементов несущественные и, видимо, не превышают точности метода. Наиболее уловимым является несколько повышенное содержание циркония на выходах девонских отложений, особенно в донных осадках Псковского озера.

В целом, принимая во внимание рассмотренные выше разные показатели вещественного состава донных отложений Псковско-Чудского озера, можно заключить, что они прежде всего зависят от гранулометрического состава отложений, который в значительной мере затушевывает территориальные различия между отдельными плёсами.

*Академия наук Эстонской ССР
Институт геологии*

ЛИТЕРАТУРА

- Вийдинг Х. А. Литолого-минералогический состав и вопросы генезиса терригенных отложений девона Северной Прибалтики. — В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. М., «Наука», 1968, с. 75—81.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, 7, с. 555—566.

- Пиррус Э. Ленточные глины Эстонии. Ин-т геол. АН ЭССР. Таллин, «Валгус», 1968. 144 с.
- Пиррус Э. А., Раукас А. В. Сравнительная литолого-минералогическая характеристика мелких фракций морен и ленточных глин Эстонской ССР. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. Таллин, 1963, 12, с. 39—61.
- Раукас А. В. Минералогия морен Эстонии. — «Изв. АН ЭССР, сер. физ.-мат. и техн. наук», 1961, 10, 3, с. 244—258.
- Саарсе Л., Утсал К. Рентгеноструктурная характеристика озерно-ледниковых глин Южной Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1974, 23, 3, с. 244—253.
- Юргенсон Э. Распространение и состав терригенного материала. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, «Валгус», 1970, с. 68—96.

PIHKVA—PEIPSI JÄRVE PÕHJASETE AINELISEST KOOSTISEST

A. RAUKAS

Resümee

Järve põhjasetete pinnakihis määrati liiva-, aleuriidi- ja peliidifraktsioonide mineraalne ja keemiline koostis ning orgaanilise aine, üldlämmastiku, liikuva fosfori, amorfse räni, lahustuvate karbonaatide ja mikroelementide sisaldus. Liiva- ja aleuriidifraktsiooni mineraalne koostis järve eri osades on lähedane (tabelid 1—6). Olulisemate erinevustena võib nimetada karbonaatide hulga vähenemist ning kvartsi, tsirkooni ja turmaliini hulga mõningast suurenemist lõuna suunas. Väärrib märkimist, et veekogu põhjaosas valdab karbonaatsete mineraalide seas kaltsiit, kesk- ja lõunaosas aga dolomiit. Selle põhjuseks on dolomiidi suurem püsivus ja lähtekivimite mõju.

Põhjasetete peliidifraktsioonis (alla 0,001 mm) valdavad hüdrovilgud (tabel 7), kuid leidub ka kaoliniiti, kloriiti, montmorilloniiti ja segakihihisi hüdrovilgu-montmorilloniidi ja montmorilloniidi-kloriidi tüüpi moodustisi. Alati leidub peliidifraktsioonis ka purdmineraale (kvartsi, kaltsiiti, dolomiiti ja päevakive, harvem hematiti, götiiti ja sideriiti). Saadud tulemused on lähedased Lõuna-Eesti jääpaisjärvesetete mineraalsele koostisele.

Setete keemiline koostis (tabel 8) peegeldab vastavaid suhtvahekordi lähtekivimis ja sõltub suurel määral orgaanilise aine sisaldusest ja lõimisest (tabel 8 ja joon. 1). Amorfse (autigeense) räni sisaldus (joon. 2) on ilmses korrelatsioonis diatomeeetikate hulgaga ja teda leidub rohkem järve keskosas olevates peeneteralistes setetes. Liikuvat fosforit seevastu on enam rannalähedases vööndis ja seda eriti asulate ning põllumassiivide läheduses, kuhu ta on sattunud inimese majandustegevuse (peamiselt väetamise) tagajärjel.

Põhjasetete karbonaatsus on väike (joon. 3), ulatudes Peipsi järves 5,11, Lämmijärves 6,63 ja Pihkva järves 6,67%-ni. Kõige karbonaadirikamad on peenaleuriitsed setted. Orgaaniline aine on põhjasetetes kas peentolmselt või ümbersettinud turba näol (joon. 4). Mida peenemad on setted, seda suurem on neis harilikult orgaanilise aine, süsiniku ja üldlämmastiku hulk. Mikroelementide kontsentratsioonid Pihkva—Peipsi järve põhjasetetes ei ületa enamasti klargilisi sisaldusi.

ON THE LITHOLOGICAL COMPOSITION OF BOTTOM DEPOSITS IN THE PIHKVA-PEIPSI LAKE

A. RAUKAS

Summary

The mineralogical and chemical composition of sand, silt and clay fractions and the content of organic matter, nitrogen, moving phosphorus, amorphous silicon, soluble carbonates and microelements was determined. The studies revealed the similarity of the mineralogical composition of sand and silt fraction in different parts of the lake (Tables 1—6). The decrease in the amount carbonates and the increase in the quantity of quartz, zircon and tourmaline in the southerly direction should be pointed out as the main differences. In the northern part of the lake, calcite is prevailing among the carbonaceous minerals. In the central and southern regions, dolomite predominates as a result of the higher resistance of dolomite and the influence of initial rocks.

In the clay fraction of the bottom deposits (below 0,001 mm) predominate hydromicas (Table 7); however, caolinite, chlorite, montmorillonite and mixed-layered hydromica-montmorillonite and montmorillonite-chlorite type formations are also found.

Terrigenous minerals (quartz, calcite, dolomite and feldspars, seldom hematite, goethite and siderite) are also always present in the clay fraction. The results obtained are in good agreement with the mineral composition of the deposits of South-Estonian ice-dammed lakes (Pirrus, 1968; Saarse, Utsal, 1977).

The chemical composition of deposits (Table 8) reflects the ratios in initial rocks and is highly dependent upon the organic matter content and granulometric composition (Table 8, Fig 1). Amorphous (authigenous) silicon (Fig. 2) is in correlation with the quantity of diatomaceous algae and its content is higher in fine-grained sediments in the central part of the lake. The quantity of moving phosphorus is higher in coastal areas, especially in the neighbourhood of settlements and fields, due to human action (mainly as a result of fertilization).

The carbonate content is low (Fig. 3) reaching 5,11 per cent in the Peipsi Lake, 6,63 per cent in the Lämmijärv and 6,67 per cent in the Pihkva Lake. The highest carbonate content is found in fine sediments. Organic matter occurs in bottom deposits in dispersed form or as redeposited peat (Fig. 4). The finer the sediments, the richer they are in organic matter, carbon and nitrogen. The concentration of microelements in general is low, and clear regularities in their distribution are absent.

*Academy of Sciences of the Estonian SSR
Institute of Geology*

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫХ СПЕКТРОВ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПСКОВСКО-ЧУДСКОГО ОЗЕРА

Р. ПИРРУС

Эволюция Псковско-Чудского озера носит сложный характер. В течение позднеледниковья и голоцена очертания озера неоднократно изменялись (Раукас, Ряхни, 1969). Существенные перемещения его контуров, особенно Теплового и Псковского озер, происходят и в настоящее время. Ввиду неравномерного неотектонического поднятия земной коры в пределах озерной впадины вода озера постепенно наступает к югу, что обуславливает изменения режима поверхностных и подземных вод на окружающих территориях и приводит к затоплению прибрежной части озера и залежей торфа. Озеро окружено растительностью хвойных и смешанных лесов (Laasimer, 1965; Сочава и др., 1960) (рис. 1).

При комплексном изучении поверхностного слоя донных отложений Псковско-Чудского озера автором анализировались поверхностные пробы для выяснения закономерностей распределения пыльцы и спор наземных и водных растений в водоеме. Соответствующие исследования проведены на Ладожском (Лесковская, 1967) и Онежском озерах (Абрамова, Хомутова, 1973; Хомутова, 1975). К сожалению, они существенно отличаются от выполненной нами работы. Наибольшее сходство с Псковско-Чудским имеют мелководное плоскодонное Кубенское озеро (400 км²), мелководные озера Воже (418 км²) и Лача (345 км²). По имеющимся данным (Хомутова, 1975; 1977, 1978) спорово-пыльцевые спектры Ладожского, Онежского и отмеченных выше озер отражают средненную, обобщающую картину зонального типа растительности средне- и южно-таежных лесов. Сходство флористического состава и количественные показатели спорово-пыльцевых спектров в столь разных по морфологии, гидрологии и гидробиологии водоемах свидетельствует о том, что решающим фактором в формировании спектров в этих озерах явилось их расположение в одной растительной зоне.

Для изучения спорово-пыльцевых спектров поверхностного слоя донных отложений Псковско-Чудского озера нами собраны образцы по 14 профилям (рис. 2) и между ними в прибрежной части Псковского озера. Всего отобрано 120 образцов. Содержание в них пыльцы и спор обильное, особенно в мелкозернистых отложениях, а меньшее количество наблюдается лишь в прибрежных, хорошо отсортированных песках и гравистых отложениях.

Чудское озеро является самым крупным (площадь 2613 км², ширина до 48,8 км) и глубоким (максимальная глубина 12,9 м, средняя — 8,4 м) плёсом Псковско-Чудского озера (Куллус, 1972). Ему свойственен ровный контур берега и слаборасчлененный рельеф дна (см. под-

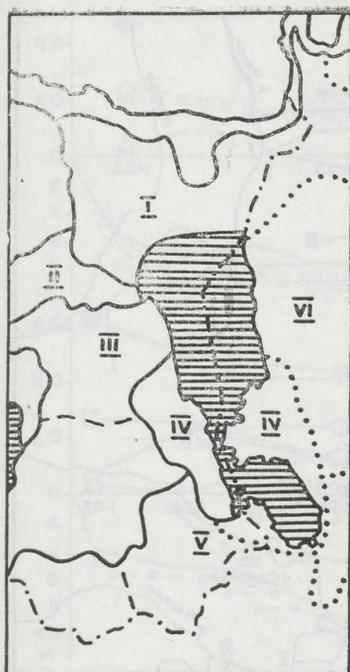


Рис. 1. Схема геоботанического районирования растительности Псковско-Чудской впадины по Л. Лаасимер (Laasimer, 1964). I — район верховых болот и топяных лесов Северо-Восточной Эстонии; II — район болот и пойменных лугов бассейна р. Педья; III — район еловых и смешанных еловых лесов Восточной и Средней Эстонии; IV — район пойменных болот низовья р. Суур-Эмайыги; V — район песчаных сосняков; VI — район мшистых ельников и осино-березовых лесов Гдова-Осмино.

робнее в статье А. Раукаса и Э. Ряхни в данном сборнике). В глубоководной зоне отложения представлены в основном однородными пелитистыми алевритами, содержащими органическое вещество 15—30%. В южной и северной частях озера морена и ленточная глина часто покрыты лишь маломощным (от 1—2 до 10 см) неконсолидированным слоем пелитистого алеврита или покрывающие отложения совсем отсутствуют, вследствие чего во многих случаях отобрать образцы для спорово-пыльцевого анализа не удалось. В береговой зоне озера распространяются мелкозернистые пески и алевриты. На поверхности северной части озера преобладают течения по направлению ветра, а в южной — круговые течения, достигающие дна (Kallejärvi, 1973).

На северном побережье озера распространены верховые болота, заболоченные сосняки, смешанные леса и черноольховые трясинны. Эти группы сообществ растительности образуют около 60% площади района, 20—25% составляют переходные и низинные болота, сосновые леса, ельники и елово-сосновые смешанные леса. Доля пахотной земли не превышает 5% (Laasimer, 1964). Лишь незначительная часть Чудской впадины принадлежит к району болот и пойменных лугов р. Педья (рис. 1), где близ озера растительность значительно изменена человеком. В лесной растительности преобладают еловые и березовые леса.

На западном побережье от р. Омеду до р. Суур-Эмайыги выделяется район еловых и смешанных еловых лесов Восточной и Средней Эстонии (рис. 1). Преобладают пахотные земли. Еловые леса часто заменены березово-осинными лесами и изменены человеком. Имеется сходство с растительностью восточного берега (Сочава и др., 1960).

В окрестности р. Суур-Эмайыги распространяются пойменные болота и заболоченные сосняки. Поля почти отсутствуют. На противоположном берегу озера преобладают сосняки, верховые и низинные болота.

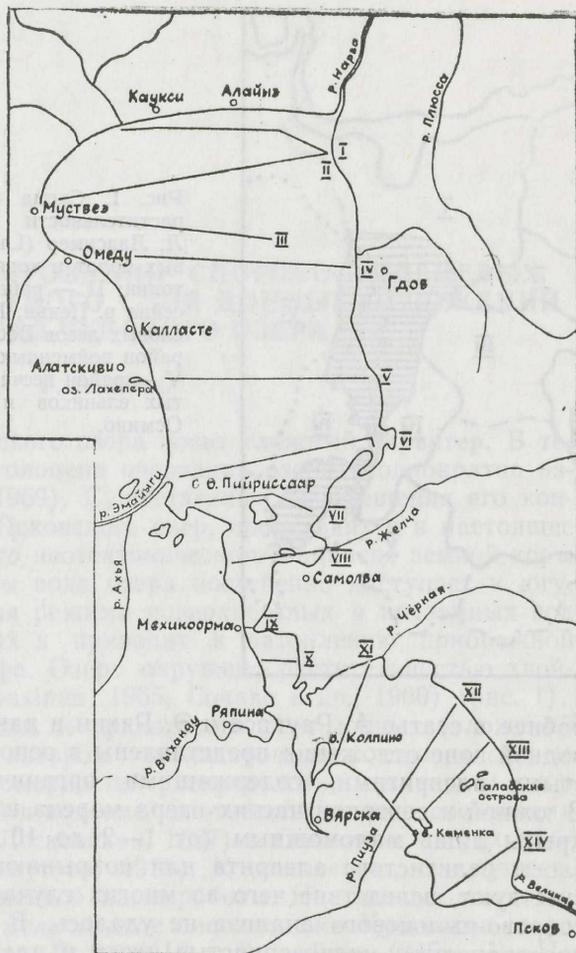


Рис. 2. Схема расположения профилей взятия образцов для спорово-пыльцевого анализа поверхностного слоя донных отложений Псковско-Чудского озера.

В Чудском озере образцы (всего 54) взяты по семи профилям (рис. 2—5). В спорово-пыльцевом составе доминирующим является пыльца древесных пород, среднее количество которой в глубоководной зоне образует 92%. Соответствующее количество по профилям с севера на юг следующее: 92—94%; 87—94 (среднее 91); 85—90 (среднее 87); 84—95 (среднее 90); 88—96% (среднее 90%). Пыльца травянистых растений в глубоководной зоне составляет в среднем 6% и споры — 2. По профилям среднее количество пыльцы травянистых составляет 4; 5; 7; 7; 6; 6%, а спор — 2; 3; 6; 6; 2; 1; 5% соответственно. Самое большое содержание спор (16%) установлено вблизи устья р. Суур-Эмайги и о-ва Пийриссаар (21%). Это обусловлено перетолжением их из распространенного здесь подводного низинного торфа.

Преобладающей в пыльце древесных пород является сосна, за которой следует береза. Особенно часто преобладает пыльца сосны в северной и южной частях озера (профили I, II, V, VI — рис. 3, 4), где характерно широкое распространение сосны в прибрежных районах. Среднее содержание пыльцы сосны в глубоководной зоне озера составляет 15%, а по профилям с севера на юг — 54—64%; 42—48; 34—42 (40); 33—43;

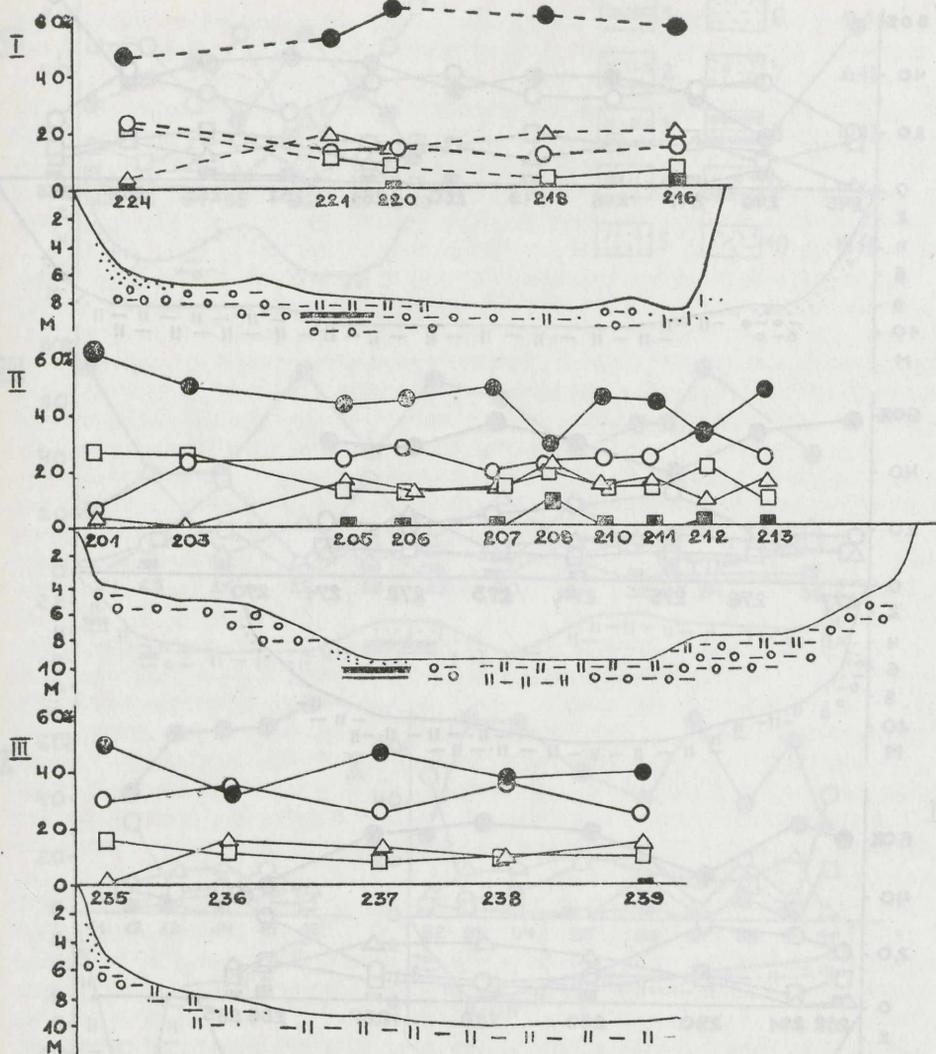


Рис. 3. Спорово-пыльцевые спектры поверхностного слоя донных отложений Чудского озера (профили I—III). Условные обозначения см. рис. 5.

48—56% (обыкновенно 50%); 60—64; 12—56%. Пыльца березы встречается в глубоководной зоне в среднем в количестве 26%, а по профилям — 13—16%; 19—28; 27—36; 30—38; 20—26; 8—30; 8—66%.

Пыльца ели и ольхи встречается реже. Наибольшие количества пыльцы ели отмечены в районе Алайе, Омеду, Лахепера и в юго-восточной части озера. В глубоководной зоне содержание ее в среднем 14%, а по профилям — 19—21%; 12—16; 13—18; 8—15; 10—18; 18—22; 1—23%. Пыльцы ольхи больше в средней части озера (IV профиль — 14—18%), что вызвано широким распространением культурного ландшафта на обоих берегах. Среднее содержание ее — 13%, а по профилям — в среднем 9—14.

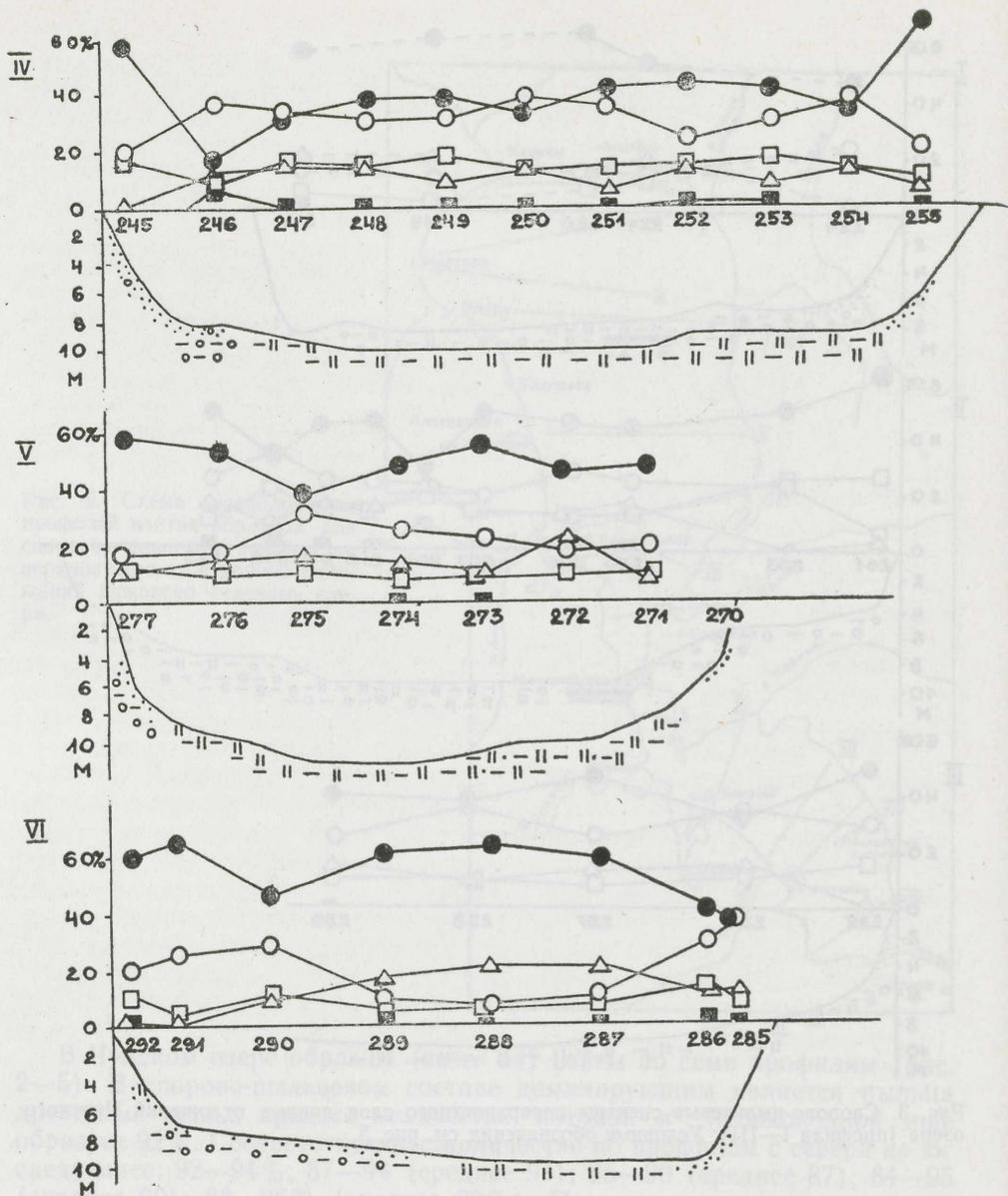


Рис. 4. Споро-пыльцевые спектры поверхностного слоя донных отложений Чудского озера (профили IV—VI). Условные обозначения см. рис. 5.

Пыльца широколиственных и лещины распространена в незначительных количествах (0—3). Ива во многих образцах отсутствует.

Количественные взаимоотношения пыльцы различных древесных пород (рис. 3—5), кроме самого южного (VII) профиля, довольно однородные. Резкие различия в споро-пыльцевом составе здесь, видимо, обусловлены течениями, захватывающими донные отложения, а также

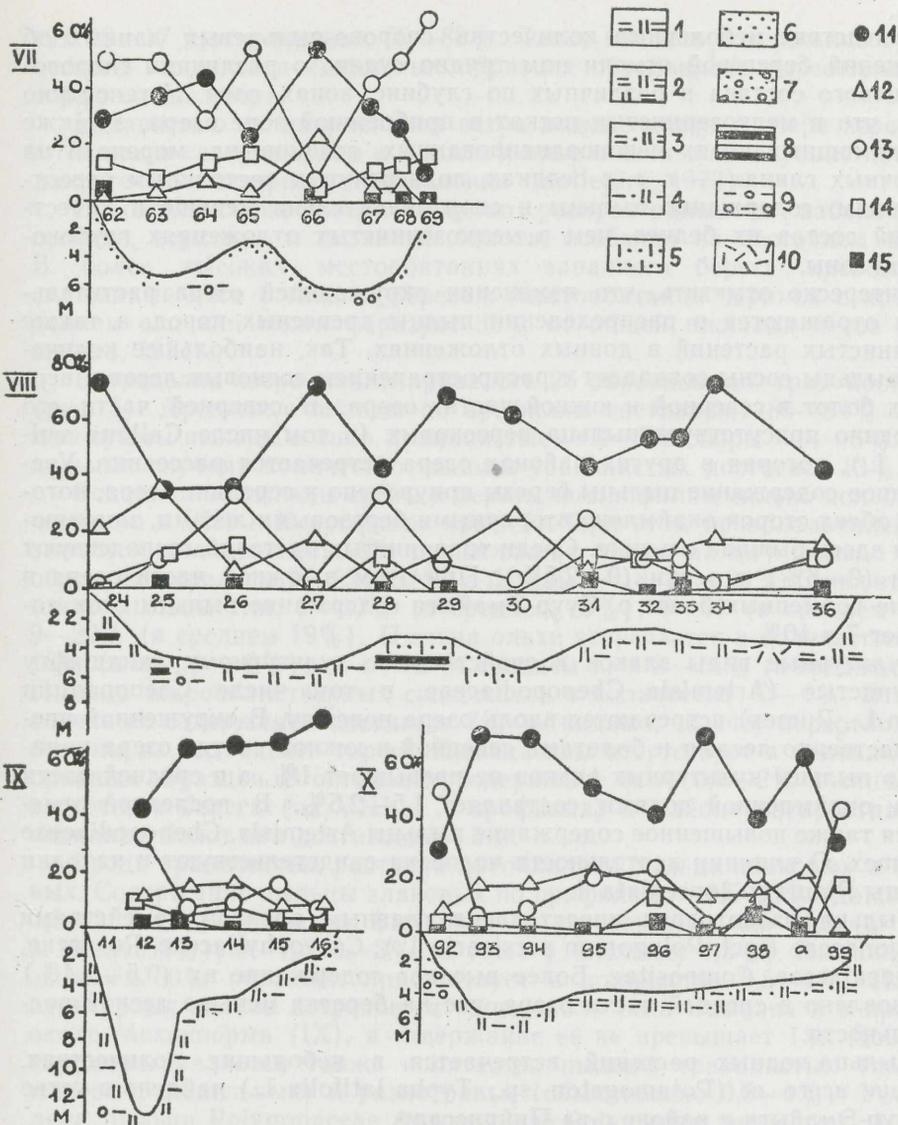


Рис. 5. Спорово-пыльцевые спектры поверхностного слоя донных отложений Чудского (профиль VII) и Теплого (профили VIII—X) озер. Условные обозначения: 1 — пелитовый алеврит; 2 — пелитистый алеврит; 3 — песчанистый, пелитовый алеврит; 4 — пелитисто-песчанистый алеврит; 5 — алевритистый песок; 6 — песок; 7 — алевритистый песок; 8 — ленточная глина; 9 — морена; 10 — низинный торф; 11 — пыльца сосны; 12 — пыльца ели; 13 — пыльца березы; 14 — пыльца ольхи; 15 — пыльца широколиственных. I—XIV — профили взятия образцов для спорово-пыльцевого анализа. Арабскими цифрами обозначены точки наблюдения взятия образцов.

размывом затопленного торфа и гранулометрическим составом отложений. По изменчивости количества различных древесных пород этот профиль соответствует профилям узкого Теплого озера, соединяющего Чудское и Псковское озера (рис. 5).

Вследствие небольшого количества спорово-пыльцевых данных об отложениях береговой отмели нам трудно судить о различиях спорово-пыльцевого состава в различных по глубине зонах озера. Установлено лишь, что в мелкозернистых песках в прибрежной зоне озера, а также в маломощных слоях неконсолидированных осадков на морене и на ленточных глинах — т. е. в осадках, подвергнутых постоянным переотложениям, содержание пыльцы и спор значительно меньше и качественный состав их беднее, чем в мелкозернистых отложениях глубоководной зоны.

Интересно отметить, что изменения окружающей озера растительности отражаются в распределении пыльцы древесных пород, а также травянистых растений в донных отложениях. Так, наибольшее количество пыльцы сосны совпадает с распространением сосновых лесов и верховых болот в северной и южной частях озера. В северной части его постоянно присутствует пыльца вересковых (в том числе *Calluna vulgaris* L.), которая в других районах озера встречается рассеянно. Увеличенное содержание пыльцы березы приурочено к середине озера, которое с обеих сторон окаймлено вторичными березовыми лесами, заменяющими здесь бывшие ельники. Среди травянистых растений господствуют злаки (0—6%) и осоки (0—2,5%). При этом в южной части озера в районе пойменных болот р. Суур-Эмайыги содержание пыльцы осок достигает 7 и 10%.

Культурные виды злаков и свойственные культурному ландшафту травянистые (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, в том числе *Chenopodium album* L., *Rumex*) встречаются вдоль озера повсюду. В окруженной преимущественно лесами и болотами северной и южной частях озера количество пыльцы культурных злаков не превышает 1%, а в средней части озера, окаймленной полями, составляет 1,5—2,5%. В последней отмечается также повышенное содержание пыльцы *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и *Rumex*. О влиянии деятельности человека свидетельствуют и находки пыльцы *Plantago lanceolata* L.

Пыльца разнотравья представлена главным образом семействами *Polygonaceae* (incl. *Polygonum persicaria* L.), *Caryophyllaceae*, *Rosaceae*, *Ranunculaceae*, *Compositae*. Более высокое содержание их (0,5—2,4%) установлено в средней части озера, где на берегах меньше лесной растительности.

Пыльца водных растений встречается в небольших количествах. Больше всего ее (*Potamogeton* sp., *Typha latifolia* L.) найдено в устье р. Суур-Эмайыги и районе о-ва Пийриссаар.

Теплое озеро характеризуется расчлененными берегами и сложным рельефом дна. Площадь озера — 236 км², средняя глубина — 2,6 м, максимальная — 15,3 м (Куллус, 1972).

Наиболее распространенными донными отложениями здесь являются пелитовые и песчано-пелитовые алевриты. Алевритовые, алевритистые и пелитовые-алевритовые пески приурочены в основном к краевым частям озера. Осадки отсортированы слабо. В северо-западной части озера, а также между Меэксиоя и Райгла на дне озера обнажаются ленточные глины, реже морена. Найдены подводные залежи древесного и тростникового торфа, которые покрыты маломощным слоем (20—30 см) донных отложений. Залежи приурочены преимущественно к мелководной (2—5 м) части озера. Часто в переотложенном виде в качестве катунов или рассеянно наблюдается торф. Содержание органического вещества в большинстве образцов составляет менее 10% (часто 0,5—5%), во мно-

гих 10—17 и в единичных 60—80%. Такое высокое содержание органического вещества в единичных образцах обусловлено переотложением торфа со дна озера.

Независимо от направления ветра водные массы в озере перемещаются как в северном, так и в южном направлениях. В глубине преобладают течения северного направления (Kallejärvi, 1973).

В окрестностях озера широко распространяются заболоченные сосняки, верховые и низинные болота, особенно на восточном берегу. В более высоких местообитаниях западного берега преобладают смешанные леса с елью и березой. Местообитания черники с преобладанием ели или сосны образует 30% от общей площади лесов (Eesti metsad, 1974).

В пределах озера анализировалось 26 образцов по трем профилям (рис. 5). Древесные породы по профилям составляют 89—94% от общей суммы пыльцы и спор, травянистые — 4—5 и споры — 4—6%. В отдельных случаях количество пыльцы травянистых достигает 13%.

Содержание пыльцы сосны и березы по профилям сильно колеблется, особенно в VIII и X профилях (рис. 5). При этом преобладающей оказывается пыльца сосны. По профилям (с севера на юг) пыльца сосны образует в среднем 39, 53 и 54%, а березы — 18, 15 и 20%. Относительно много пыльцы ели: 9—30% (в среднем 18%); 6—37 (в среднем 20) и 9—22% (в среднем 19%). Пыльца ольхи встречается в количестве 0,5—16% (в среднем 9%); — 1—13 (в среднем 7) и 2—14% (в среднем 9%). Пыльца широколиственных содержится в количестве 0—4%. В одном случае ее содержание достигает 7% — видимо, за счет переотложения пыльцы из подводного торфа. Пыльца ивы отсутствует в половине отобранных образцов. В остальных содержание ее — 0,5—2% и лишь близ восточного берега (на VIII и X профилях) в районе распространения низинных болот она достигает 3—5%.

Среди травянистых растений преобладает пыльца злаковых и осоковых. Содержание пыльцы злаковых по профилям — 0,5—3% (даже 7%); 0,5—2; 1—4 (в устье р. Выханду 7%) и осоковых 0,5—1,5 (в устье р. Желчи 5%); 0—1,5; 0—2% (в устье р. Выханду 4,5%). Пыльца вересковых в 50% образцов присутствует в количестве 0,5—1%. Пыльца культурных злаков встречается чаще около села Самолва и в профиле около Мехикоорма (IX), а содержание ее не превышает 1%. Довольно скромным является также количество пыльцы травянистых (попыни, маревых, щавельных) и разнотравья (обыкновенно 0,5—1%). Установлена пыльца Polygonaceae (в том числе *Polygonum persicaria* L.), Compositae и Umbelliferae. Пыльца водных растений встречается чаще (0,5—1, редко до 3%) в более мелководных частях озера, особенно вблизи островов. Установлены *Potamogeton* sp., *Alisma* sp. и нередко *Typha latifolia* L. В образцах близ западного и восточного берегов X профиля установлена пыльца *Salsola kali* L. Распространение этого вида в Эстонии отмечается в позднеледниковое время и в данном случае пыльца явно переотложена из ленточных глин на дне озера.

Среди спор чаще найдена *Polypodiaceae* (0,5—4,5%), а в северной и южной частях озера *Sphagnum* (0,5—3%), реже *Lycoperidium* (0,4—1%). Споры *Equisetum* установлены рассеянно в малом количестве (0,5—1%).

Донные отложения Теплового озера отличаются от Чудского и Псковского озер заметными колебаниями количества пыльцы главных лесобразующих древесных пород — сосны, березы и ели. Обусловлено это переотложением пыльцы и спор из затопленных торфяников, вызванным

достигающими dna течениями и сильным волнением, разрушающим торфянистые берега озера.

Несмотря на изменчивость количества пыльцы и спор, окружающие озера верховые болота и смешанные леса с елью также находят отражение в спорово-пыльцевых спектрах. Пыльцы сосны и ели здесь больше, чем в отложениях Чудского и Псковского озер.

Труднее объяснить относительно низкое содержание пыльцы травянистых растений в Теплом озере и их небольшое разнообразие. Существенное влияние здесь, видимо, имело ограниченное распространение полей и лугов непосредственно на берегу озера.

Псковское озеро имеет вытянутую форму с северо-запада на юго-восток. Дно озера очень ровное. Площадь озера — 709 км², средняя глубина — 3,8 м, максимальная — 5,9 м, ширина — около 20 км. В глубоководной части озера широко распространяются пелитовые алевриты, в прибрежной зоне — мелкозернистые, пелитисто-алевритистые и пелитистые пески. В северной части озера эти отложения местами являются очень маломощными и покрывают тонким слоем (2—3 см) морену. Основные течения в Псковском озере следуют по направлению ветров (Kallejäg, 1973).

Вокруг озера развит приозерный низинный растительный район. Господствуют верховые, низинные болота и сосняки, встречаются отдельные участки сфагновых и долгомощных ельников, особенно на востоке. Лугов мало и встречаются только низинные. Южный берег окаймлен разными геоботаническими районами (Карпенко, 1960; Сочава и др., 1960). Эти районы характеризуются малым развитием болот, здесь широко распространены суходольные и низинные луга, у р. Великой коегде встречаются пойменные луга, зеленомощные и лишайниковые сосняки. На плакорах преобладают еловые леса. Встречаются отдельные участки широколиственно-еловых и сосновых лесов.

Из поверхностного слоя донных осадков взяты 50 образцов по четырем профилям и дополнительно ряд образцов в прибрежной зоне озера (рис. 2, 5).

Преобладает пыльца древесных пород, среднее количество которой в глубоководной части озера составляет 84%. По профилям количество пыльцы древесных пород следующее: 78—93% (в среднем 87%); 77—86 (в среднем 82); 75—91 (в среднем 85); 73—95% (в среднем 82%). Пыльца травянистых растений составляет в глубоководной зоне 12%, а по профилям 5—15% (в среднем 8%); 5—13 (в среднем 12); 7—18 (в среднем 12) и 4—20% (в среднем 12%). В прибрежных песках до глубины 2 м и в образцах мелководной зоны (0,6—1,4 м) прямо на морене содержание пыльцы травянистых растений составляет в среднем 9%. Вблизи устья рек Великая, Черная и Пиуза пыльца травянистых найдена в количестве 11—13%. Самые высокие содержания пыльцы травянистых (до 17%) приурочены все же к глубоководной части озера.

Споры в глубоководной части Псковского озера составляют в среднем 4%, в прибрежных песках — 5%, а на морене в зоне размыва — 6%. Близ устья рек Великой и Пиузы их количество местами достигает 10—12%.

Среди древесных пород преобладающей является пыльца сосны и березы. В глубоководной части озера пыльца сосны составляет в среднем 45%, а по профилям с севера на восток 31—55% (в среднем 50%); 24—54 (в среднем 39); 39—55 (в среднем 47) и 28—54% (в среднем 40%).

Количество пыльцы березы в среднем составляет 29%, ольхи — 13%, т. е. больше, чем в других частях Псковско-Чудского озера. По профилям содержание пыльцы березы доходит до 15—47% (в глубоководной зоне 21—30, в среднем 27); 27—46 (в глубоководной зоне 27—39, в среднем 34); 23—31 (в среднем 27); 9—38 (в глубоководной зоне 22—38, в среднем 30) и ольхи 6—13 (в отдельных случаях 28, в среднем 11); 6—21 (в глубоководной зоне в основном 14—17, в среднем 14); 10—20 (в среднем 14); 4—18% (в глубоководной зоне 12—17, в среднем 13%).

По сравнению с Чудским и Теплым озерами пыльца ели в Псковском озере несколько меньше. Наиболее высокие содержания (обычно 16—17%, местами до 31) отмечаются в южной части озера и близ Талабских островов. Среднее содержание в глубоководной зоне озера составляет 10%, а по профилям с севера на юг — 5—18% (в глубоководной зоне 9—18, в среднем 11%); 6—15 (в отдельном случае 23, в глубоководной зоне 8—10%, в среднем 10); 5—14 (в среднем 12) и 6—17% (в отдельном случае 31, в среднем 12%).

Пыльца широколиственных найдена во всех образцах и количество ее образует обыкновенно 2—3%, в южной части озера 4—5. Пыльца ивы встречается в большинстве образцов и во многих случаях как в прибрежной, так и в глубоководной зонах озера, количество ее достигает 2—3%.

Донные отложения Псковского озера характеризуются относительно высоким содержанием пыльцы травянистых растений. В мелкозернистых песках прибрежной зоны содержание их несколько ниже, чем в глубоководной зоне и видовой состав их зачастую беднее. То же самое наблюдается в зоне размыва на морене. По нашим данным количество пыльцы ели и сосны в прибрежных песках несколько ниже, чем в глубоководной зоне озера, а количество пыльцы березы несколько выше. По соответствующим данным относительно мелких озер Литвы (Кабайлене, 1969) высокое содержание пыльцы сосны характерно для прибрежных песков, так как хорошо плавающая пыльца сосны волнами относится к берегу. Не возражая против этой концепции, мы все же отметим, что в береговой зоне Псковского озера, где широко распространен тростник, деятельность волн значительно ослаблена. Это, видимо, является причиной относительно малого содержания пыльцы сосны в наших образцах, взятых в прибрежных песках. Интересно отметить, что в мелководье близ о-ва Колпино мелкозернистые пески содержат много (55—59%) пыльцы сосны, что обусловлено исключительно широким распространением сосновых боров в окрестности Вярскасской бухты.

В общем спорово-пыльцевые спектры древесных пород по профилям в глубоководной зоне мало отличаются. Следовательно, волнами пыльца и споры распределяются однородно по озеру. Отклонения установлены близ устьев рек. Здесь часто наблюдается повышенное содержание пыльцы ольхи, березы, ивы и травянистых растений.

Состав пыльцы и спор явно отражает общие черты окружающей озеро растительности. Наиболее низкое содержание пыльцы сосны свойственно и южной части озера, где одновременно отмечается более высокое содержание пыльцы ольхи, березы, ели, широколиственных и травянистых растений. Среди травянистых господствует пыльца злаков (в среднем 3,3—4,2, зачастую 5%). Почти во всех образцах в количестве 0,5—2% присутствует пыльца осоковых, в устьях рек ее содержится до 5%.

Наибольшее количество (3—4%, реже до 7) пыльцы разнотравья

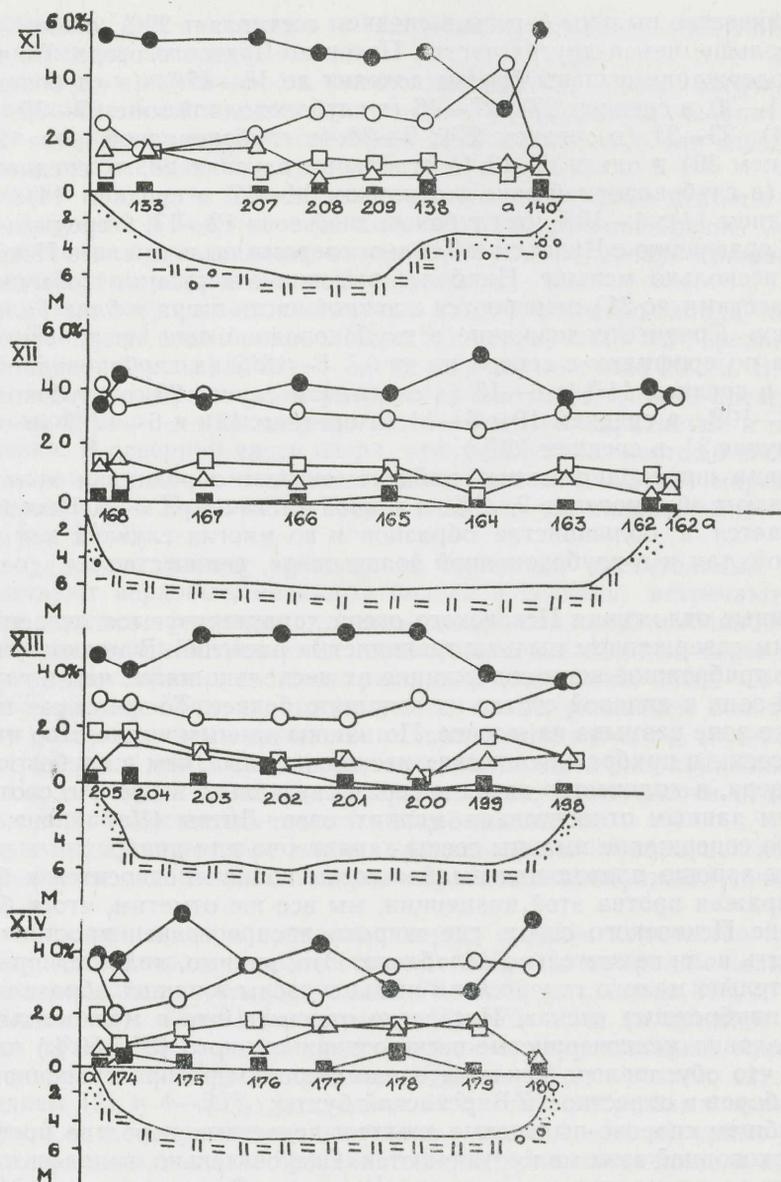


Рис. 6. Спорово-пыльцевые спектры поверхностного слоя донных отложений Псковского озера (профили XI—XIV). Условные обозначения см. рис. 5.

характерно глубоководной зоне озера и состав их довольно богатый (Cruciferae, Compositae, Umbelliferae, Rosaceae, Polygonaceae, Leguminosae, *Thalictrum*, *Filipendula ulmaria* L., *Valeriana officinalis* L. *Urtica* sp.). Равномерным является и распространение пыльцы культурных видов злаков (0—4%, в основном 1,5—2). То же самое можно сказать о пыльце травянистых, связанных с культурным ландшафтом, особенно *Artemisia* (0—4%) и *Rumex* (0—4%), найденной в большинстве образ-

цов. Несколько меньше пыльцы маревых (в том числе *Chenopodium album* L., *Ch. foliosum*, (L.) Schrad. *Ch. hybridum* L.). Реже обнаруживалась пыльца *Plantago lanceolata* L. Пыльца *Egicales* встречается чаще в XIII профиле (0,5—1%). Пыльца водных растений характерна устьям рек, редко она встречается в глубоководной зоне (рис. 6).

В северной части озера содержание пыльцы травянистых, в том числе культурных злаков и сорняков, меньше, чем в остальной части озера. Повышенное содержание пыльцы разнообразных травянистых растений приурочено к устьевым районам крупнейших рек озера — Пиузы и Великой. Ее много также близ распространения лугов и культурного ландшафта южнее Псковского озера, вокруг Талабских островов и о-ва Каменка.

Из спор чаще встречаются *Bryales* и *Polypodiaceae*, в северной части озера — *Lycopodium*. В прибрежной зоне и в устьях рек установлены споры *Equisetum*.

В итоге можно сказать, что спорово-пыльцевые спектры Псковско-Чудского озера в обобщенном осредненном виде отражают лесной тип растительности подзон хвойных (Сочава и др., 1960) и смешанных лесов (Laasimer, 1965), в пограничной полосе которых располагается озеро. Обнаруживается также влияние различных геоботанических районов и сельскохозяйственной деятельности человека. Это выражается в изменении количества пыльцы отдельных лесобразующих пород или культурных видов злаков и сорняков в различных частях озера.

Близ устьев рек обнаруживается внесение реками пыльцы и спор с пойменных лугов, а также с культурных ландшафтов (р. Великая). В приустьевых частях озера наблюдается повышенное содержание спор и пыльцы некоторых травянистых, ивы и ольхи. При этом влияние рек выявляется не близ устья, а в некотором отдалении от берега.

Обнаруженные в отдельных плесах озера различия в распределении пыльцы и спор зависят, видимо, не только от характера окружающей озера растительности, но несколько и от неодинаковых размеров плесов и от различий в их водном режиме. Узкое Теплое озеро с относительно расчлененным рельефом дна характеризуется стоковыми течениями и напоминает в некоторой мере крупную реку с малой скоростью течения. В мелководных частях, местами и глубже, происходит интенсивный размыв и снесение донных осадков, в том числе затопленного торфа. Неоднократное переотложение пыльцы и спор вызывает пеструю картину распределения пыльцы отдельных древесных пород, особенно сосны и березы.

Довольно равномерным является распределение пыльцы лесобразующих древесных пород в пределах Чудского и Псковского озер. Здесь более значительные колебания количества пыльцы в одном или другом направлении отмечаются в основном в прибрежных частях озера в зоне интенсивного волнения. В глубоководной зоне этих плесов происходит уравнивание спорово-пыльцевого состава окружающей растительности, в том числе пыльцы травянистых растений. Следует указать, что среднее количество пыльцы травянистых растений и спор в отложениях Чудского озера в два раза меньше, чем Псковского озера. Это объясняется большей площадью Чудского озера. Заметим, что пыльца травянистых растений заносится на озеро лишь с полосы, не отделенной от озера лесами. В обоих озерах высокое количество пыльцы травянистых растений связано с отложениями глубоководной зоны, что говорит о значи-

тельной роли волн при распределении пыльцы и спор в крупных водоемах.

Результаты наших исследований подтверждают мнение о том, что для стратиграфического расчленения отложений в крупных озерах наиболее достоверными являются отложения глубоководной зоны. При интерпретации спорово-пыльцевых результатов отложений мелководной и переходной зон, в которых возможны и поверхности размыва, можно ожидать более незакономерное изменение спорово-пыльцевого состава главных лесообразующих пород и обеднение состава травянистых растений, в частности, в песках и гравистых отложениях.

В Теплом и Псковском озерах при интерпретации спорово-пыльцевых данных голоценовых отложений следует иметь в виду возможность переотложения пыльцы и спор из затопленных и постепенно затопляемых голоценовых торфяников.

*Академия наук Эстонской ССР
Институт геологии*

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамова С. А., Хомутова В. И. Палинологические исследования донных отложений Онежского озера. — В кн.: Палинология голоцена и маринопалинология. М., 1973, с. 27—35.
- Кабайлене М. В. Формирование пыльцевых спектров и методы восстановления растительности. Вильнюс, 1969. 148 с.
- Карпенко А. С. Особенности растительного покрова Псковской области в связи с основными факторами географической среды. — «Ботанический журнал», 1960, 45, 5, с. 667—683.
- Куллус Л.-П. П. Водный баланс Псковско-Чудского озера. Автореф. канд. дис. Тарту, Тартуский гос. ун-т, 1972.
- Лесковская Т. М. О распределении пыльцы и спор в поверхностном слое донных отложений Ладожского озера. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 140—144.
- Раукас А., Ряхни Э. О геологическом развитии впадины и бассейнов Чудского и Псковского озер. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1969, 18, 2, с. 113—127.
- Сочава В. В., Исаченко П. И., Карпенко А. С. Зональное разделение Прибалтики. — «Ботанический журнал», 1960, 45, 6, с. 795—804.
- Хомутова В. И. Спорово-пыльцевой анализ в палинологических исследованиях крупных современных озер Северо-Запада. — В кн.: Тезисы докл., т. 3. История озер в голоцене. IV Всесоюз. симпозиум по истории озер. Л., 1975, с. 33—38.
- Хомутова В. И. Пыльца и споры в донных отложениях озера Кубенского. — В кн.: Озеро Кубенское, П. Л., 1977, с. 192—218.
- Хомутова В. И. Пыльца и споры в донных отложениях озер Воже и Лача. — В кн.: Гидробиология озер Воже и Лача в связи с прогнозом качества вод перебрасываемых на юг. Л., 1978, с. 236—254.
- Eesti metsad. Tallinn, «Valgus», 1974, 305 lk.
- Kallejürg, T. Peipsi hoovused. — «Eesti Loodus», 1973, 12, lk. 727—731.
- Lasimier, L. Peipsi nõo taimkate ja selle kasutamise perspektiivid. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1963, Tallinn, 1964, lk. 103—115.
- Lasimier, L. Eesti NSV taimkate. Tallinn, «Valgus», 1965, 396 lk.

ÕIETOLMU JA EOSTE LEVIKUST PIHKVA—PEIPSI JÄRVE PÕHJASETETE PEALMISES KIHIS

R. PIRRUS

Resümee

Õietolmu ja eoste leviku seaduspärasuste selgitamiseks suurtes siseveekogudes on õietolmuanalüüsi abil (joon. 3—6) põhjasetete pindmist kihti uuritud Pihkva—Peipsi järves 14 profiilil (joon. 2). Õietolmuspektrites kajastuvad hästi taimkatte vööndite ja allvööndite iseloomulikud jooned. Märgatavad on ka erinevused geobotaaniliste rajoonide (joon. 1) vahel ja inimese põllumajandusliku tegevuse mõju. Peale järve ümbritseva taimkatte on õietolmuspektrite kujunemisel oluline järve hüdrodünaamiline režiim, järve eri osade suurus ja setete iseloom. Seetõttu täheldatakse erijooni Peipsi, Lämmijärve ja Pihkva järve õietolmuspektrite moodustumisel.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

CHARACTERISTICS OF POLLEN AND SPORE SPECTRA OF THE UPPER LAYER OF BOTTOM SEDIMENTS IN LAKE PIHKVA-PEIPSI

R. PIRRUS

Summary

To explain the regularity of spread of the pollen and spores in large inland lakes, the upper layers of Lake Pihkva-Peipsi bottom sediments were palynologically investigated (Figs. 3, 4, 5, 6) at 120 observation posts on 14 profiles (Fig. 2). The pollen spectra reflected well the characteristics of the flora zone and subzone, in which the investigated lake is situated. Noticeable were the differences between geobotanical regions (Fig. 1) as well as the influence of human agricultural action.

Besides the surrounding flora, the formation of the pollen and spore spectra is essentially influenced by the hydrodynamical regime, the size of the different parts of the lake (Peipsi, Lämmijärv, Pihkva) and the character of the deposits. In the deeper parts of the lake, characterized by the even bottom relief (Peipsi, Pihkva), the pollen spectra give an average unified picture of the surrounding flora. Great differences from the average pollen spectra can be stated in the sandy deposits of the coastal zone and in narrow Lämmijärv that has a considerably more complicated bottom relief and a more intensive stream action of the bottom sediments.

*Academy of Sciences of the Estonian SSR
Institute of Geology*

ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРОСЛИ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПСКОВСКО-ЧУДСКОГО ОЗЕРА

Н. ДАВЫДОВА

1. Введение, материалы и методика

Псковско-Чудское озеро лежит в древней ледниковой впадине на северо-западной окраине Русской платформы и южном склоне Балтийского кристаллического щита, современный рельеф которых сформировался в процессе дегляциации территории и новейших тектонических поднятий (Ряхни, 1973). Котловина озера была первоначально частью Привалдайского приледникового озера (Квасов, Раукас, 1970). В ходе развития уровень и очертания древнего бассейна неоднократно менялись (Ряхни, 1965). После отступления ледника за пределы Эстонии оно существовало как самостоятельный водоем, в который не проникали воды Балтийского ледникового озера и Пребореального иольдиевого моря (Мийдел и др., 1975).

На границе позднедриасового и пребореального времени уровень озера в Псковско-Чудской котловине понизился. Вследствие этого Псковское и южная часть Чудского озера осушились, озеро заполняло только северную часть Чудской котловины. Образовалось так называемое Малое Чудское озеро, в современном рельефе дна которого прослеживается речная сеть того времени: долины рр. Великой, Эмайыги, Выханду и др. (Раукас, Ряхни, 1969). В условиях влажного климата атлантического времени произошло обводнение котловины. Продолжающееся тектоническое поднятие земной коры в северной части Чудского озера вызвало подтопление и заболачивание его берегов на юге Чудской и в пределах Псковской депрессий. В настоящее время уровень озера незначительно, но все же поднимается, что вызвано затрудненностью стока по р. Нарва, протекающей по наиболее интенсивно поднимающимся районам севера Эстонии. Средняя глубина Чудского озера — 8 м, Псковского — 4 м.

Донные отложения озера представлены алевритовыми илами, покрывающими более 80% площади дна в Чудском и более 60% — в Псковском озерах. В прибрежных районах распространены пески различной крупности и заиленности. Местами на дне обнажаются моренные отложения и ленточные глины (см. статью А. Раукаса и Э. Ряхни в данном сборнике).

Изучение диатомовых водорослей было предпринято с целью выяснения их видового состава, условий седиментации и формирования диатомовых комплексов, а также состава диатомей зон антропогенного эвтрофирования.

Образцы отложений верхнего слоя мощностью до 1 см отбирались для анализа дночерпателем Борутского. Камеральная обработка проводилась по количественной методике, позволяющей вычислить содержание створок диатомей в 1 г осадка натуральной влажности. На акватории озера по разрезам перпендикулярным продольным осям его плесов было расположено 65 станций. Это позволило охарактеризовать диатомовые комплексы центральных и периферических областей озера (рис. 1—6).

В диатомовом комплексе определен общий видовой состав диатомей и число створок каждого вида. Из наиболее массовых выделены доминанты, створки которых составляют более 10% и субдоминанты с количеством створок более 5% от их общего содержания.

2. Характеристика диатомей в отложениях озера

По характеру, уровню развития и продукции фитопланктона Псковско-Чудское озеро принадлежит к категории эвтрофных водоемов, во флоре которых преобладают сине-зеленые и диатомовые водоросли. Диатомеи являются ведущей группой как по числу таксонов (357), так и по массовости развития в планктонных и бентосных сообществах (Лаугасте, 1966, 1971; Ястремский, 1977).

Воды озера гидрокарбонатно-кальциевые, общая минерализация Чудского озера по многолетним данным — 200 мг/л, Псковского — несколько ниже (Касък, 1971), при этом западные притоки имеют более высокую минерализацию.

Количество биогенных элементов в воде значительное, оно благоприятствует развитию фитопланктона. Сезонных изменений в содержании кремния, идущего на построение створок диатомей, не обнаружено. Значит он не является фактором лимитирующим их развитие.

На озере наблюдаются два максимума развития фитопланктона — весенний, образованный диатомеями, и летне-осенний, сформированный диатомеями и сине-зелеными водорослями. Биомасса и численность фитопланктона в Псковском и Теплом озерах выше, чем в Чудском. Планктон Теплого озера распространяется на южную часть Чудского до линии Варня — Раскопель (Васильев и др., 1973). Это явление связано с общей циркуляцией вод озера, направленной на север.

Диатомеи богато представлены и в фитобентосе озера (Лаугасте, 1966). После отмирания створки планктонных диатомей оседают на дно, туда же попадают разносимые течениями створки литоральных эпифитных и донных диатомей, вымываемые со дна прибрежных мелководий во время осенних штормов. Размеры створок пресноводных диатомей не превышают 200—300 мк и, как правило, меньше, поэтому после отмирания водорослей они скапливаются в областях аккумуляции частиц пелитовой размерности. В относительно мелководном Псковско-Чудском озере, в период вегетации донные диатомеи развиваются в илах профундали, а после отмирания могут оставаться *in situ*. При сильных штормах происходит взмучивание верхнего неконсолидированного осадка и разнос его по озеру. Накопление створок в осадках, состав и количественные соотношения между видами зависят от всей совокупности природных условий на каждом определенном участке озера.

В донных отложениях Псковско-Чудского озера нами обнаружен 221 таксон диатомей рангом ниже рода (табл. 1). Истинно планктонные

диатомей составляют 17% от общего количества видов. В Чудском, более глубоком плесе их больше, чем в других частях озера (табл. 2). Только в Чудском озере встречены *Cyclotella comta* var. *oligactis*, *C. kuetzingiana* et var. *schumannii*, *Melosira varians*. Наиболее типичными для отложений Псковско-Чудского озера являются планктонные *Melosira ambigua*, *M. granulata* и *M. islandica* subsp. *helvetica*, а также *Stephanodiscus astraea* et var. *minutulus*. Среди бентосных диатомей преобладают донные, составляющие 51% от общего числа видов, разнообразие которых особенно велико в мелководном Псковском озере. Для Псковско-Чудского озера характерно малое количество видов перифитонных диатомей обрастаний, что объясняется ограниченным распространением скальных субстратов и слабым развитием зарослей макрофитов. Площадь, занятая макрофитами, составляет в Псковском озере около 5% его акватории, в Теплом — 2,5%, в Чудском — 1,6% (Недоспасова, 1971), она простирается полосой в 300—500 м вдоль берегов Псковского и Теплого озер (Тувикене, 1966). Из эпифитных диатомей в отложениях озера характерны *Operphora martyi* и виды *Fragilaria*, особенно *F. brevistriata* и *F. construens* с разновидностями. Наиболее распространенные донные диатомей — *Amphora ovalis* var. *pediculus* и *Gyrosigma attenuatum*.

подавляющее число диатомей принадлежит к категории типичных пресноводных видов — олигогалобов индиферентов по классификации Кольбе, уточненной А. И. Прошкиной-Лавренко (1953). Они составляют 81% от количества таксонов. К этой категории относятся почти все широко распространенные в отложениях диатомей. Галофобы, обитатели слабо минерализованных кислых болотных вод, встречаются спорадически и не являются характерными для флоры озера, вода которого имеет высокие показатели pH (7,9—9,3) и общую минерализацию до 200 мг/л (Касък, 1971). Галофильные диатомей более разнообразны и составляют 14,5% от общего видового состава, но широко распространена из них только перифитонная *Fragilaria pinnata*. В отложениях озера найдены 2 мезогалоба — *Navicula forcipata* et var. *densesestriata*. Типичная форма была встречена ранее в планктоне и бентосе озера (Лаугасте, 1966), по нашим данным, она распространена в значительном количестве на песчаных алевритах в южной части Чудского озера и у о-ва Пийриссаар, а разновидность — на песчаном мелководье в южной части Псковского озера. Р. Лаугасте считает *N. forcipata* реликтовым солоноводным видом, сохранившимся в озере со времени соединения его с Балтикой. По современным воззрениям, соленые воды Балтики в пребореальное и атлантическое время в Псковско-Чудскую котловину не проникали (Раукас, Ряхни, 1969). Нам представляется более правильным, что диатомей эти не мезогалобы, а очень сильно эвригалинные галофилы, способные существовать как в прибрежных солоноватых областях морей, так и в условиях пресных эвтрофных озер. Подтверждением тому служит упоминание А. Клеве-Эйлер (А. Cleve-Euler, 1944) о том, что *N. forcipata* var. *densesestriata* обитает в некоторых пресных озерах Скандинавии.

Сведения об отношении к активной реакции воды имеются для 64% видов диатомей, встреченных в осадках, из них две трети составляют алкалифилы и алкалибионты, обитатели щелочных вод. Таким образом, состав диатомей в отложениях отражает природные особенности озера, в вегетационный период которого pH обычно выше 8. К алкалифилам относятся широко распространенные планктонные *Melosira ambigua* и

Максимальная численность и встречаемость диатомей
различных экологических групп в поверхностных отложениях
Псковско-Чудского озера

Принятые сокращения: диатомей планктонные — П; обрастания — О; донные — Д; индиференты — И; галофилы — Гл; галофобы — Гб; мезогалобы — М; алкалифилы — Ак; алкалибионты — Акб; ацидофилы — Ац; индиференты — Ин; бореальные — Б; северо-альпийские — С; космополиты — К; ксеносапробы — х; олигосапробы — о; мезосапробы — β-β; мезосапробы — α-α.

Виды диатомей	Экология	Количество створок	Количество станций
1	2	3	4
<i>Achnanthes affinis</i> Grun.	ОИБ Ак —	120	2
— <i>biasoletiana</i> (Kütz.) Grun.	ОИБ —	28	3
— <i>borealis</i> A. cl.	ОИС —	120	10
— <i>bottnica</i> Cl.	ОГЛБ —	84	6
— <i>clevei</i> Grun.	ОИБ Ак	1102	36
— var. <i>rostrata</i> Hust.	ОИБ Ак	116	20
— <i>dispar</i> Cl.	ОГЛБ Ак —	28	7
— <i>exigua</i> Grun.	ОИК Ак —	42	11
— <i>kolbei</i> Hust.	ОГЛБ —	5	1
— <i>lanceolata</i> (Breb.) Grun.	ОИК Ак х-β	56	13
— var. <i>elliptica</i> Cl.	ОИС Ак —	768	39
— var. <i>rostrata</i> (Ostr.) Hust.	ОИК Ак —	40	12
— var. <i>ventricosa</i> Hust.	ОИК —	14	1
— <i>linearis</i> (W. Sm.) Grun.	ОИБ Ин —	20	5
— <i>oestruppii</i> (A. Cl.) Hust.	ОИС —	500	31
— <i>peragalloi</i> Brun. et Heib.	ОИБ —	56	4
<i>Amphiprora ornata</i> Bail.	ОИБ Акб —	80	8
<i>Amphora costulata</i> Skv.	ДИБ —	1,2	1
— <i>normannii</i> Rabenh.	ДГББ — х	5,6	1
<i>Amphora ovalis</i> Kütz.	ДИК Ак — β-о	575	34
— var. <i>libyca</i> Ehr.	ДИК Ак —	630	34
— var. <i>pediculus</i> Kütz.	ДИК Ак —	4118	47
— <i>veneta</i> Kütz.	ДИБ Ин —	14	2
<i>Asterionella formose</i> Hass.	ПИК Ак о β	960	35
<i>Caloneis bacillum</i> Cl.	ДИБ Ак х	40	5
— var. <i>lancetula</i> (Schulz.) Hust.	ДИБ —	12	8
— <i>schumanniana</i> var. <i>biconstricta</i> Grun.	ДИК Акб —	100	2
— <i>silicula</i> var. <i>tumida</i> Hust.	ДИБ —	1	1
— <i>zachariasii</i> Reich.	ДИБ —	11,4	1
<i>Camphylodiscus noricus</i> var. <i>hibernicus</i> (Ehr.) Grun.	ДИБ Акбх	120	5
<i>Cocconeis disculus</i> (Schum.) Cl.	ОИС Ак —	261	24
— var. <i>diminuta</i> (Pant.) Shesh.	ОИБ Акбх	400	37
— <i>pediculus</i> Ehr.	ОГЛБ Ак β	540	13
— <i>placentula</i> Ehr.	ОИБ Ак β	360	19
— var. <i>euglypta</i> (Ehr.) Cl.	ОИБ Ак —	120	4
— var. <i>lineata</i> (Ehr.) Cl.	ОИБ Ак —	210	4
— <i>thumensis</i> A. Mayer.	ОИС Ак —	696	20
<i>Coscinodiscus lacustris</i> Grun.	ПГЛБ —	768	23
<i>Cyclotella bodanica</i> Eulenz.	ПИС — О	300	21
— <i>comta</i> (Ehr.) Kütz.	ПИК Ак — О	768	35
— var. <i>oligactis</i> (Ehr.) Grun.	ПИК Ак —	4	5
— <i>kuetzingiana</i> Thv.	ПГЛБ Ин β	17,7	17
— var. <i>planetophora</i> Fricke	ПГЛБ Ак —	100	10
— <i>meneghiniana</i> Kütz.	ПГЛК Ак α-β	72	4
— <i>ocellata</i> Pant.	ПИБ —	192	12
— <i>operculata</i> (Ag.) Kütz.	ПИБ Ак —	232	1
<i>Cyatopleura elliptica</i> (Breb.) W. Sm.	ДИБ Ак β	48	8
— var. <i>hibernica</i> (W. Sm.) V. H.	ДИБ —	28	1
— <i>solea</i> (Breb.) W. Sm.	ДИБ Ак β-α	120	13

1	2	3	4
<i>Cymatopleura solea</i> var. <i>vulgaris</i> Meist.	ДИБ —	14	3
<i>Cymbella affinis</i> Kütz.	ОИБ Ак О-β	0,8	1
— <i>cistula</i> (Hemp.) Kirch.	ОИБ Ак β	5	1
— <i>cuspidata</i> Kütz.	ОИБ Ак —	200	3
— <i>heteropleura</i> var. <i>minor</i> Cl.	ОИС Ак —	28	2
— <i>hybrida</i> Grun.	ОИС Акб —	60	1
— <i>lata</i> var. <i>minor</i> Mölder	ОИБ —	28	1
— <i>microcephala</i> Grun.	ОИБ Ак —	2,4	1
— <i>sinuata</i> Greg.	ОИБ Ин —	290	12
— <i>ventricosa</i> Kütz.	ОИК Ин β	200	17
<i>Diatoma elongatum</i> (Lyngb.) Ag.	ПГЛБ Ин — β-о	196	33
<i>Diploneis domblittensis</i> (Grun.) Cl.	ДИБ —	58	9
— var. <i>subconstricta</i> A. Cl.	ДИБ —	11,4	6
— <i>elliptica</i> (Kütz.) Cl.	ДИК Ак —	60	5
— <i>finnica</i> var. <i>clevei</i> (Font.) Hust.	ДИС —	11,6	2
— <i>marginestrata</i> Hust.	ДИБ Ин —	5	1
— <i>oculata</i> (Breb.) Cl.	ПИБ Ин —	60	2
— <i>ovalis</i> (Hilse) Cl.	ДИБ Ак	28	1
— var. <i>oblongella</i> (Näg.) Cl.	ДГЛБ —	16	1
— <i>smithii</i> var. <i>pumila</i> (Grun.) Hust.	ДГЛБ Ин —	58	11
<i>Epithemia intermedia</i> Fricke	ОИБ Ин —	28	1
— <i>sorex</i> Kütz.	ОГЛБ Ак β	48	3
— <i>turgida</i> (Ehr.) Kütz.	ОГЛБ Ак β	2	1
— <i>zebra</i> (Ehr.) Kütz.	ОИК Акб β	120	3
— var. <i>porcellus</i> (Kütz.) Grun.	ОИК Ак —	60	2
<i>Eucocconeis flexella</i> Kütz.	ОИС Ин х	192	1
<i>Fragilaria alpestris</i> Krasske.	ОИС —	8	2
— <i>brevistriata</i> Grun.	ОИК Ак —	6336	64
— <i>capucina</i> Desm.	ПИК Ак О-β	1152	20
— var. <i>lanceolata</i> Grun.	ПИК —	96	3
<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>mesolepta</i> Rabenh.	ПИК Ак —	384	14
— <i>construens</i> (Ehr.) Grun.	ОИК Ак β	3072	56
— var. <i>binodis</i> (Ehr.) Grun.	ОИК Ак —	3264	59
— var. <i>triundulata</i> Reich.	ОИК —	80	12
— var. <i>venter</i> (Ehr.) Grun.	ОИК Ак —	3136	61
— <i>crotonensis</i> Kitt	ПГЛБ Ак О-β	864	31
— <i>inflata</i> (Heid.) Hust.	ОИС Ак —	2928	48
— var. <i>istvanffy</i> (Pant.) Hust.	ОИС —	480	10
— <i>lapponica</i> Grun.	ОИК Ин —	192	17
— <i>leptostauron</i> (Ehr.) Hust.	ОГББ Ак —	28	3
— <i>pinnata</i> Ehr.	ОГЛФБ Ак О	1344	44
— var. <i>lancettula</i> (Schum.) Hust.	ОИБ Ак —	1344	34
— <i>virescens</i> Ralfs	ОИС Ин х	80	3
— var. <i>inaequidentata</i> Lagerst	ОИС —	2	1
— var. <i>oblongella</i> Grun.	ОИБ —	4	2
<i>Gomphonema intricatum</i> Kutt.	ОИБ Ак О	60	1
— var. <i>pumilum</i> Grun.	ОИБ Ак О	480	2
— <i>olivaceum</i> (Lyngb.) Kütz.	ОИБ Ак β	56	1
— <i>parvulum</i> (Kutt.) Grun.	ОИБ Ин-Ак β	180	4
<i>Gyrosigma acuminatum</i> (Kütz.) Rabenh.	ДИБ Ак β	120	24
— <i>attenuatum</i> (Kütz.) Cl.	ДИБ Ак β	480	45
— <i>kuetzingii</i> (Grun.) Cl.	ДИБ —	12	1
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) Grun.	ДИК Ин-Ак β	4	1
<i>Melosira ambigua</i> (Gr.) O. Müll.	ПИК Ак β-О	2880	55
— <i>arenaria</i> Moore	ДИБ Ин х	8	5
— <i>distans</i> (Ehr.) Kütz.	ПИС Ак х-О	2,6	1
— var. <i>alpigena</i> Grun.	ПИС Ак —	480	18
— <i>granulata</i> (Ehr.) Ralfs	ПИК Ак	4032	62
— <i>islandica</i> subsp. <i>helvetica</i> O. Müll.	ПИС Ин β	2640	54
— <i>italica</i> (Ehr.) Kütz.	ПИК Ак-Ин О-β	768	33
<i>Melosira italica</i> subsp. <i>subarctica</i> O. Müll.	ПИС Ак —	420	23
— var. <i>tenuissima</i> (Gr.) O. Müll.	ПИК — β	60	3

1	2	3	4
— varians Ag.	ПГЛК Ак β	4	1
Meridion circulare Ag.	ОГБК Ак х-О	48	2
Navicula amphibola Cl.	ДИС —	52	1
— — var. orientalis (I. Kiss) Zabelina	ДИБ —	11,6	1
— amygdalina Hust.	ДИС —	52	1
— anglica Ralfs	ДИБ Ак —	100	12
— bacillum Ehr.	ДИБ Ин —	28	2
— cari Ehr.	ДГЛК Ак —	5	3
— clementis Grun.	ДИБ Ак —	1,6	3
— occoneiformis Greg.	ДИС Ац —	60	13
— costulata Grun.	ДГЛБ —	192	14
— cryptocephala Kütz.	ДИК Ак α	228	18
— — var. intermedia Grun.	ДИБ Ак α	60	1
— dicephala (Ehr.) W. Sm.	ДИК Ин О-β	40	2
— fennoscandica A. Cl.	ДИС —	10	2
— forcipata Greg.	ДМБ Ак —	28	5
— — var. densestriata A. S.	ДМБ —	52	3
— gastrum (Ehr.) Donk.	ДИК Ин β	12	2
— — var. exigua (Greg.) Grun.	ДИК —	100	7
— gracilis Ehr.	ДИБ Ак β-О	24	7
— graciloides A. Mayer	ДИБ Акб —	100	10
— gothlandica Grun.	ПГЛБ —	5,8	2
— hungarica Grun.	ДИБ Ак β	384	17
— — var. capitata (Ehr.) Cl.	ДГЛБ Ак β-α	60	1
— — var. luenburgensis Grun.	ДГЛБ —	56	3
— jarnefeltii Hust.	ДИБ —	220	1
— jentzschii Grun.	ДИБ —	4064	37
— lacustris Greg.	ДИБ —	14	3
— lacustris var. apiculata Ostr.	ДИБ —	14	2
— — var. paulseniana (Boye P.) Zabelina	ДИБ —	3,2	1
— lanceolata (Ag.) Kütz.	ДИК Ак —	56	4
— menisculus Schum.	ДГЛБ Ак β-α	240	21
— peregrina var. lanceolata Skv.	ДИБ —	28	1
— placentula (Ehr.) Kütz.	ДИБ Ак —	28	1
— — f. rostrata A. Mayer	ДИБ —	52	1
— platystoma Ehr.	ДИБ —	24	1
— — var. pantocsekii Wisl. et Kolbe	ДИБ —	5,1	2
— protracta var. subcapitata Woronich.	ДИК —	56	1
— pseudogracilis Skv.	ДИБ —	112	3
— pseudoscutiformis Hust.	ДИС Ин-Ак —	232	8
— pupula Kütz.	ДГЛК Ин β	56	4
— — var. rectangularis (Greg.) Grun.	ДГЛК Ин —	5,8	1
— — var. rostrata Hust.	ДГЛК —	4	1
— radiosa Kütz.	ДИБ Ин О-β	200	25
— rotaeana (Rabenh.) Grun.	ДИБ Ац х-О	120	4
— scutelloides W. Sm.	ДИБ Акб —	500	39
— scutiiformis Grun.	ДИС —	100	3
— tusclua Ehr.) Grun.	ДИБ Ак —	174	12
— — var. minor Hust.	ДИБ —	522	10
— unipunctata Skv.	ДИК —	4	1
— vulpina Kütz.	ДИБ Ак —	96	2
Neidium bisulcatum (Lagerst.) Cl.	ДИС Ин —	20	1
— dubium (Ehr.) Cl.	ДИС Ак β-α	20	3
— iridis var. amphigomphus (Ehr.) V. H.	ДГББ —	14	1
— — var. diminutum (Pant) Wisl. et Kolbe	ДИБ —	1,2	1
— — f. vernale Reich.	ДГББ Ин —	40	1
Nitzschia acicularis W. Sm.	ПИБ — α	4	1
— angustata (W. Sm.) Grun.	ДИБ Ак α	40	4
— denticula Grun.	ДИБ Ак —	4	2
Nitzschia dissipata (Kütz.) Grun.	ДИБ Ак О-β	286	9
— fonticola Grun.	ДИБ Ак О-β	768	11

1	2	3	4
— frustulum (Kütz.) Grun.	ДГЛК Ак —	60	5
— — var. perpusilla (Rabenh.) Grun.	ДГЛФБ Ак —	120	3
— gracilis Hantzsch.	ДИБ Ин —	192	9
— heufferiana Grun.	ДИБ — О-β	80	9
— kuetzingiana Hilse	ПИК —	2,6	2
— palea (Kütz.) W. Sm.	ДИБ Ин α	3,6	8
— — var. debilis (Kütz.) Grun.	ДИБ —	3,2	3
— — var. tenuirostris Grun.	ДИБ Ин —	5,8	1
— recta Hantzsch.	ДИБ Ак β-α	24	8
— tibetana Hüst.	ПИС —	0,4	1
— tryblionella Hantsch.	ДГЛБ Ак α	160	6
— — var. levidensis (W. Sm.) Grun.	ДГЛБ —	28	1
— — var. victoriae Grun.	ДГЛБ —	24	1
— tubicola Grun.	ДИБ —	120	19
Opephora martyi Heib.	ОИБ Акб —	7486	63
Pinnularia major (Kütz.) Cl.	ДИБ Ин-Ац β	28	3
— microstauron (Ehr.) Cl.	ДИБ Ин О	11,6	1
— molaris (Grun.) Cl.	ДИС —	24	1
— viridis (Nitzsch.) Ehr.	ДИБ Ин	20	1
Rhoicosphenia curvata (Kütz.) Grun.	ОГЛК Ак β	390	2
Rhopalodia gibba (Ehr.) O. Müll.	ОИБ Акб О	30	4
Stauroneis parvula Grun.	ДИС —	11,4	1
— phoenicentron Ehr.	ДИБ Ин β	40	1
— smithii Grun.	ДИБ Ак —	5,8	2
Stephanodiscus astraea (Ehr.) Grun.	ПИК Акб О-β	800	46
— — var. intermedius Fricke	ПИБ —	200	20
— — var. minutulus (Kütz.) Grun.	ПИК Акб —	912	48
— dubius (Fricke) Hust.	ПИБ Акб β	800	30
Stephanodiscus hantzschii Grun.	ПИК Ак α	864	44
— niagarae Ehr.	ПИБ —	288	33
Surirella angustata Kütz.	ДИК Ак β	80	2
— biseriata Breb.	ДИБ Ак β	52	2
— — var. bifrons f. punctata Meist.	ДИБ —	50	3
— capronii Breb.	ДИБ — β	96	3
— distinguenda A. Cl.	ДИБ Ин —	56	1
— ovata Kütz.	ДИБ Ак β	3,4	1
— robusta Ehr.	ДГББ Ин —	4	2
— — var. spledida (Ehr.) V. H.	ДИБ Ак β	28	2
— tenera Greg.	ДИБ Ак β	96	2
— turgida V. H.	ДИБ — β	24	1
Synedra acus Kütz.	ПИБ Ак β	28	7
— amphycephala var. austriaca Grun.	ОИБ — х	57,6	6
— parasitica Grun.	ОИБ Ак —	576	17
— — var. subconstricta Grun.	ОИБ Ак —	96	10
— ulna (Nitzsch.) Ehr.	ОИК Ин-Ак β	60	9
— vaucheriae Kütz.	ОИБ Ак β	480	15
Tabellaria fenestrata (Lyngb.) Kütz.	ПГБС Ац О-β	320	34
— flocculosa (Roth.) Kütz.	ОГБС Ац О-х	60	8

M. granulata, эпифитные *Fragilaria brevistriata*, *F. construens* et var. var. и *Opephora martyi*, донная *Amphora ovalis*.

По географическому распространению 61% диатомей в осадках — бореальные виды, характерные для водоемов умеренных широт, 14% — северо-альпийские, достигающие массового развития в горных областях и водоемах высоких широт и 25% — виды-космополиты, обитающие в пресных водоемах всех природных зон.

По материалам 65 станций нами выделен комплекс видов, характерных для отложений всего Псковско-Чудского озера. Это — планктонные *Melosira ambigua*, *M. granulata* и *M. islandica* subsp. *helvetica* и бентосные диатомей обрастаний *Fragilaria brevistriata*, *F. construens* et var.

binodis et var. *venter* и *Opephora martyi*, встреченные в осадках почти повсеместно (более, чем на 55 станциях). Все перечисленные диатомеи — пресноводные виды, индиференты, алкалифилы, широко распространенные в мезотрофных и эвтрофных водоемах средней Европы. Несколько особняком стоит лишь *Melosira islandica* subsp. *helvetica*, характернейшая диатомея планктона олиготрофных озер Скандинавии (Cleve-Euler, 1944), глубоководных Ладожского и Онежского озер и Великих озер Америки (Давыдова, 1973). Наличие этого вида роднит Псковско-Чудское озеро с водоемами Скандинавского типа.

В последнее десятилетие в литературе появилось много сведений о водорослях как индикаторах сапробности (Макрушин, 1974, Унифицированные методы... 1975, Россолимо, 1977). Современная система сапробности является дальнейшим развитием системы Кольквитца и Марсона. К выделенным ими 4 группам полисапробов α - и β -мезосапробов и олигосапробов теперь присоединена и группа ксеносапробов, в которую входят обитатели наиболее чистых вод, входившие ранее в группу олигосапробов. Из диатомей, встреченных в отложениях Псковско-Чудского озера, только для 91 таксона имеются сведения о принадлежности к той или иной группе сапробности. Более половины из них (50) относятся к категории β -мезосапробов, на втором месте — олигосапробы (20), далее ксеносапробы (13) и α -мезосапробы (8). К мезосапробам относятся все три представителя массовых планктонных *Melosira*, а также *Fragilaria construens*, *Achnanthes clevei*, донная *Gyrosigma attenuatum* и многие менее широко распространенные диатомеи. Олигосапробом является одна из доминант осеннего планктона озера, широко

Таблица 2

Сравнительная характеристика диатомей Псковского, Теплого и Чудского озер, в таксонах

Признаки диатомей	Группа диатомей по признакам	Псковское	Теплое	Чудское	Всего
Сообщества таксонов	Планктонные	26	25	35	38
	Обрастатели	58	41	49	71
	Донные	70	59	63	112
Соленость	Индиференты	148	107	139	179
	Галофобы	5	3	4	8
	Галофилы	20	14	21	32
	Мезогалобы	1	1	1	2
Отношение к рН	Индиференты	21	22	19	35
	Алкалифилы	65	49	53	85
	Алкалибионты	12	13	13	14
	Ацидофилы	6	5	3	7
	Виды неясной природы	42	36	49	80
Сапробность	Ксеносапробы	10	8	7	13
	Олигосапробы	17	15	15	20
	β -мезосапробы	42	30	34	50
	α -мезосапробы	5	4	5	8
	Виды неясной природы	80	68	84	130
Географическое распространение	Бореальные	96	72	83	135
	Северо-альпийские	22	19	20	30
	Космополиты	36	34	42	56

распространенная в осадках — *Stephanodiscus astraea*, из α -мезосапробов в осадках 44 станций встречен *S. hantzschii*, цветение которого отмечается в планктоне Псковского озера (Лаугасте, 1966). Довольно обычным является присутствие в осадках донной *Navicula cryptocephala* (8 станций), прочие α -мезосапробы отмечены единично.

3. Накопление створок диатомей и формирование диатомовых комплексов в отложениях озера

Общее содержание диатомей в отложениях Псковско-Чудского озера высокое: в среднем — 6 млн. створок в 1 г осадка натуральной влажности (табл. 3). В Чудском озере оно на порядок ниже, чем в остальной части бассейна.

Распределение диатомей по площади дна довольно пестрое, но в этом прослеживаются определенные закономерности. Северное побережье Чудского озера находится в зоне активного воднодинамического воздействия, которое сопровождается размывом осадков, поэтому на поверхности дна обнажаются каменистые моренные отложения. Оседая из водной толщи, диатомеи выносятся отсюда в центральную область аккумуляции, а диатомовый бентос развивается относительно слабо (рис. 2, разрез 1). Низкое содержание диатомей характерно и для других побережий озера, находящихся в условиях прибойной литорали, где динамические процессы препятствуют как развитию микрофитобентоса, так и седиментации диатомей из водной толщи. На защищенных участках литорали численность диатомей в летнее время бывает весьма значительной. Для примера рассмотрим диатомовый комплекс на станции 201 близ устья р. Ранна-Пунгерья, где на глубине 4 м на дне обнажается морена и численность диатомей в июне 1976 г. была более 3,5 млн. створок в 1 г осадка. Донные диатомеи составляли 49% створок, эпифитные — 36%, планктонные — 15%. Доминировала донная *Ampthoa ovalis* var. *pediculus* численностью более 0,5 млн. створок. Йоргенсен (Jorgensen, 1948) отмечает, что эта диатомея — характерный представитель флоры эвтрофных озер и в массе развивается в их литорали. Субдоминанты — *Achnanthes clevei* (численностью более 250 тыс.) и донная *Navicula cryptocephala*. Всего встречено 52 таксона диатомей, из них только 9 планктонных. Бентосные диатомеи составляют 85% от количества створок в осадках. Среди планктонных диатомей наиболее обильна *Melosira islandica* subsp. *helvetica*. В бентосе преобладают *Navicula* (8 таксонов), *Nitzschia* (6), *Achnanthes* (5), *Fragilaria* (6). Осенью, после отмирания зарослей макрофитов, створки диатомей смываются с камней и уносятся из литорали. Следовательно, если озерное

Таблица 3

Содержание створок диатомей в отложениях Псковско-Чудского озера

Озера	Количество створок в млн/г		Среднее
	Пределы		
Чудское	0,003	5	0,4
Теплое	1,2	48	14
Псковское	4	30	16
Для всего водоема	0,003	48	6

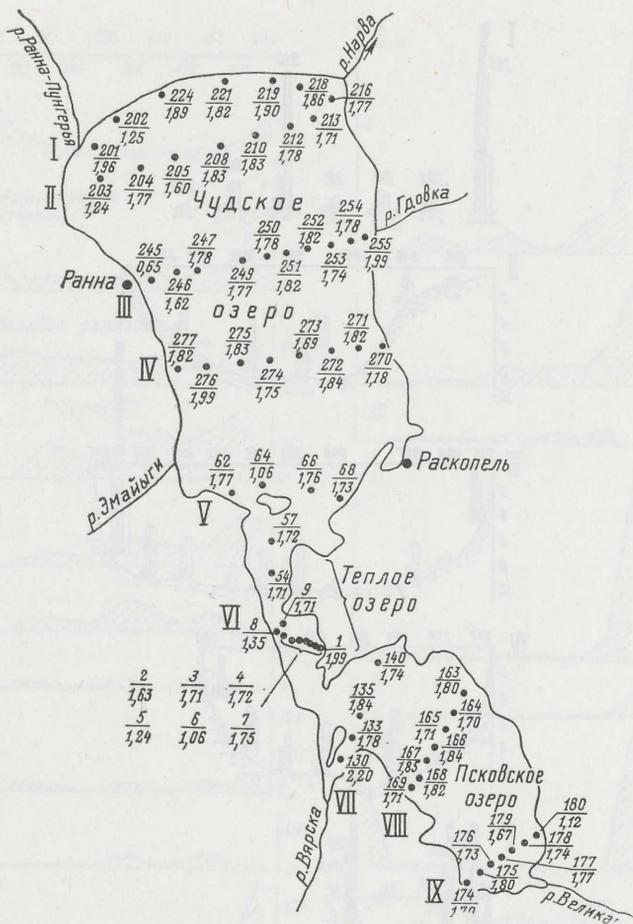


Рис. 1. Схема расположения станций отбора проб поверхностного слоя отложений на диатомовый анализ в Псковско-Чудском озере. Римскими цифрами обозначены номера разрезов, арабскими — номера станций (вверх) и индексы сапробиности (низ).

мелководье и продуцирует богатый диатомовый бентос на затишных участках, оно не является областью аккумуляции диатомей. Накопленные створки в литорали больших озер, которым свойственны активные вододинамические процессы, ограничено небольшими закрытыми заливами. Водообмен в них с главным плесом затруднен. Эта природная особенность роднит Чудское озеро с глубоководными озерами Ладожским и Онежским (Давыдова, 1973).

Основу диатомовых комплексов профундали Чудского озера с глубинами более 8 м составляют планктонные диатомей, составляющие от 54 до 80% от общего состава створок в осадках. Средняя численность диатомей — 300—600 тыс., максимальная — до 1 млн. (рис. 2, разрезы 2—4). Это — область аккумуляции наиболее тонкого осадочного материала с наивысшим процентом пелитовых частиц. Наглядное представление о характере диатомовых комплексов, формирующихся в профундали Чудского озера, дает распределение диатомей на станциях III раз-

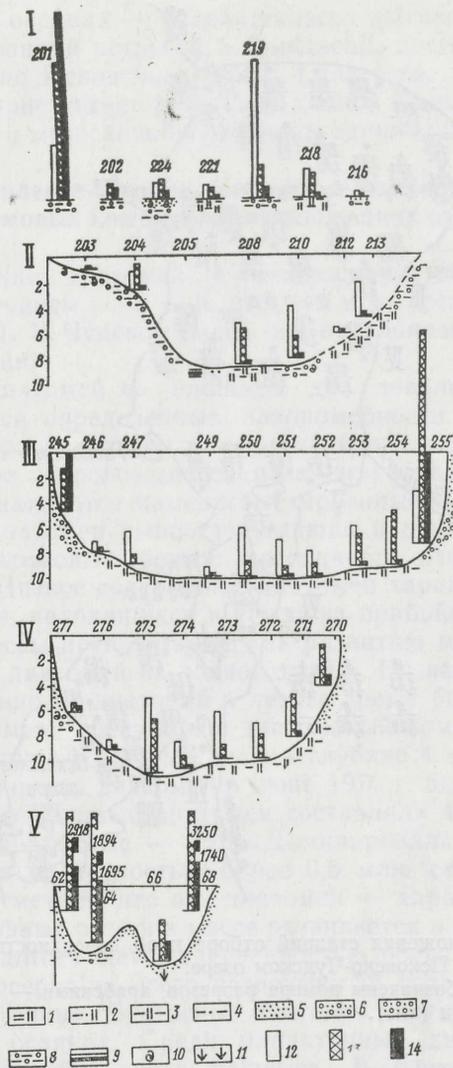


Рис. 2. Строение диатомовых комплексов в донных отложениях Чудского озера. Условные обозначения: 1 — пелитовый алеврит; 2 — пелитисто-песчанистый алеврит; 3 — пелитистый алеврит; 4 — пелитистый песок; 5 — песок; 6 — гравистый песок; 7 — гравийный песок; 8 — морена; 9 — ленточная глина; 10 — раковины моллюсков; 11 — растительные остатки; 12 — диатомеи планктона в количестве 100 тыс. створок на 1 г осадка натуральной влажности (для Псковского и Теплового озер — в количестве 1 млн. на 1 г осадка); 13 — диатомеи обрастаний; 14 — донные диатомеи. Расположение разрезов см. рис. 1.

реза, проходящего через центральную область озера по линии Ранна—Гдов (рис. 1), где в профундали происходит седиментация планктонных диатомей, а у побережий развивается микрофитобентос (рис. 2) особенно обильный на песках при впадении в озеро р. Гдовки. Доминирующий комплекс представлен планктонными *Melosira*, наиболее массовой из них является *M. granulata* (20% створок в осадках), играю-

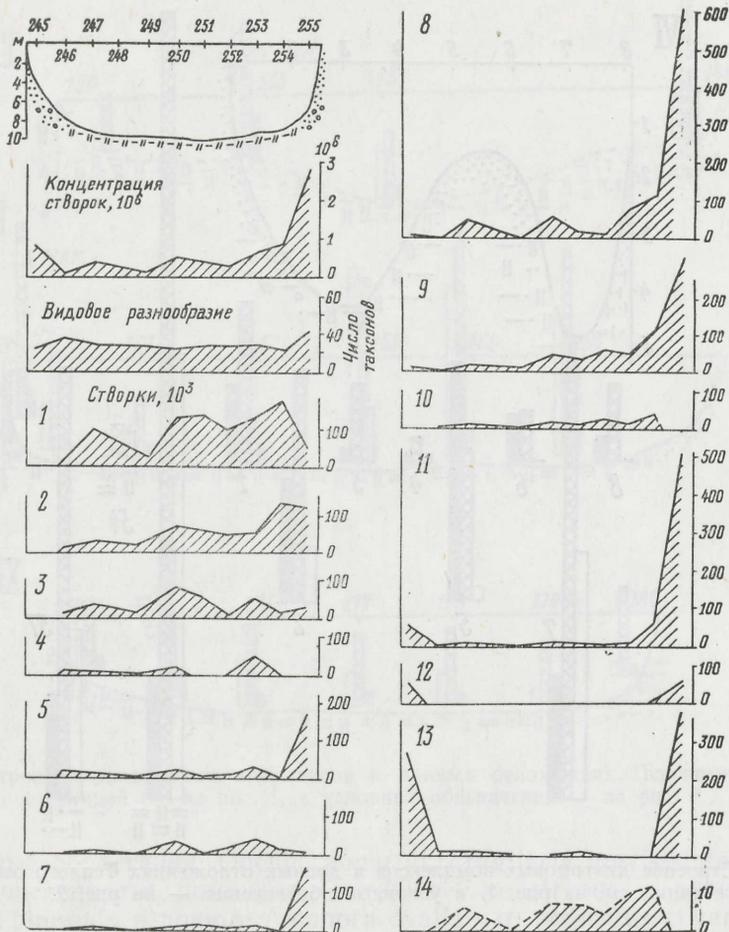


Рис. 3. Характеристика диатомовых комплексов и накопление наиболее массовых диатомей в отложениях III разреза (Ранна—Гдов) в центральной части Чудского озера. Накопление створок диатомей по разрезу:

1 — *Melosira granulata*; 2 — *M. islandica* subsp. *helvetica*; 3 — *M. ambigua*; 4 — *Fragilaria crotonensis*; 5 — *Cyclotella* sp. sp.; 6 — *Stephanodiscus astraea* et var.; 7 — *St. hantzschii*; 8 — *Fragilaria brevistriata*; 9 — *F. construens* et var. var.; 10 — *F. inflata*; 11 — *Opephora martyi*; 12 — *Cocconeis disculus* var. *diminuta*; 13 — *Amphora ovalis* et var. var.; 14 — *Gyrosigma attenuatum*.

шая роль доминанты, субдоминанты *M. islandica* subsp. *helvetica* (5—10% створок).

Для бентосных диатомей характерна *Fragilaria brevistriata*, достигающая значения субдоминанты. Прочие бентосные диатомеи встречаются в осадках профундали в небольших количествах, из них преобладают литоральные *Fragilaria*. В донных диатомеях постоянно встречается *Gyrosigma attenuatum*. Постоянно встречаются створки планктонных *Cyclotella* и *Stephanodiscus*. Богатый фитобентос (до 5 млн. створок) развивается в южной мелководной области Чудского озера (рис. 2, разрез 5) на хорошо освещаемых и прогреваемых песчаных отмелях.

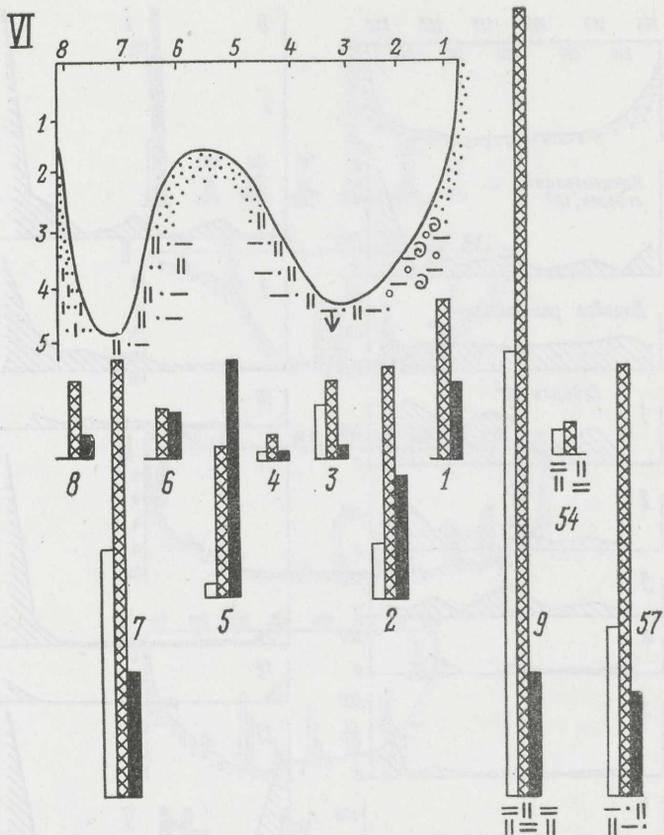


Рис. 4. Строение диатомовых комплексов в донных отложениях Теплого озера. Расположение станций см. на рис. 1, а условные обозначения — на рис. 2.

Эпифитные диатомеи составляют здесь 54—73% от количества створок, донные — 23—47%, а планктонные — единичны. Доминируют эпифитные *Opephora martyi* и *Fragilaria brevistriata*, а также донные *Amphoga ovalis* var. *pediculus* et var. *libyca*, среди субдоминант — эпифитные *Achnanthes clevei* и *A. lanceolata* var. *elliptica* и донная *Navicula scutelloides*. Прочие бентосные виды встречаются в небольших количествах.

Теплое озеро (рис. 1) представляет собой систему небольших плесов, соединяющих Чудское и Псковское озера, характеризуется сложным расчлененным рельефом дна и пестротой состава донных отложений. В глубоководных частях плесов распространены преимущественно пелитово-алевритовые илы, в прибрежных — заиленные пески; по бортам котловин встречаются выходы морены и размытые торфяники. Рельеф дна осложняют моренные гряды. По Теплому озеру осуществляется транзит вод из Псковского озера в Чудское. При ветрах меридиальных направлений возникают сильные сгонно-нагонные течения, охватывающие всю водную толщу (Куллус, Мерила, 1966). Это создает большое разнообразие условий седиментации, что выражается в различном содержании диатомей в осадках (рис. 4); в отложениях Теплого озера накапливаются преимущественно бентосные диатомеи, планктонные не играют сколько-либо заметной роли. Особенно массовыми являются

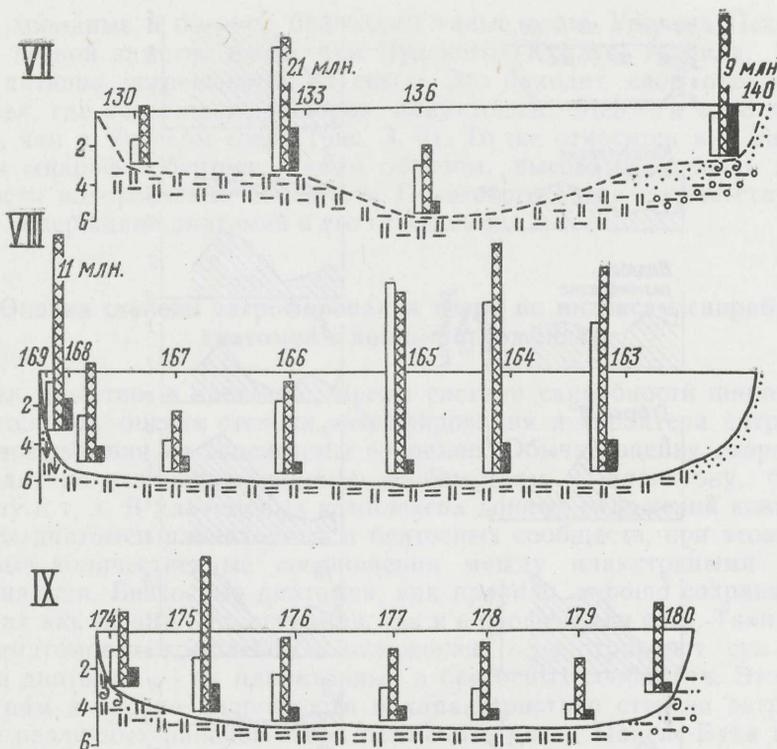


Рис. 5. Строение диатомовых комплексов в донных отложениях Псковского озера. Расположение станций см. на рис. 1, а условные обозначения — на рис. 2.

диатомовые обрастания: *Operphora martyi*, *Fragilaria brevistriata*, достигающие численности доминант, а также *F. construens* с разновидностями, *F. pinnuata* и донные *Amphora ovalis* var. *pediculus* et var. *libyca*, являющиеся субдоминантами. Местами в осадках обильны *Achnanthes clevei* и *A. lanceolata* var. *elliptica*. В котловинах, где динамические явления менее выражены, а илы имеют слабый запах сероводорода, на дно оседают створки планктонных диатомей, преимущественно *Melosira granulata*, *M. islandica* subsp. *helvetica*, реже — *M. ambigua*.

Расположенное южнее Псковское озеро характеризуется относительно спокойным, малорасчлененным рельефом дна и однообразным составом диатомей в отложениях, представленных пелитово-алевритовыми илами. У побережий расположены сравнительно ограниченные по площади участки песчаного мелководья. В диатомовых комплексах повсеместно преобладают бентосные эпифитные диатомеи (рис. 5). Створки их составляют в осадках от 48 до 76%, на втором месте по численности стоят планктонные диатомеи, составляющие до 49% от количества створок и скапливающиеся по преимуществу в осадках центральной части озера. Доминантами в отложениях озера являются эпифитные *Fragilaria brevistriata* и *Operphora martyi*, субдоминантами — *Fragilaria construens* с разновидностями, *F. inflata*, встречающиеся повсеместно в отложениях в больших количествах. Содержание в осадках планктонных диатомей наиболее значительно в центральной части Псковского озера, распределение их по площади дна можно проследить на примере

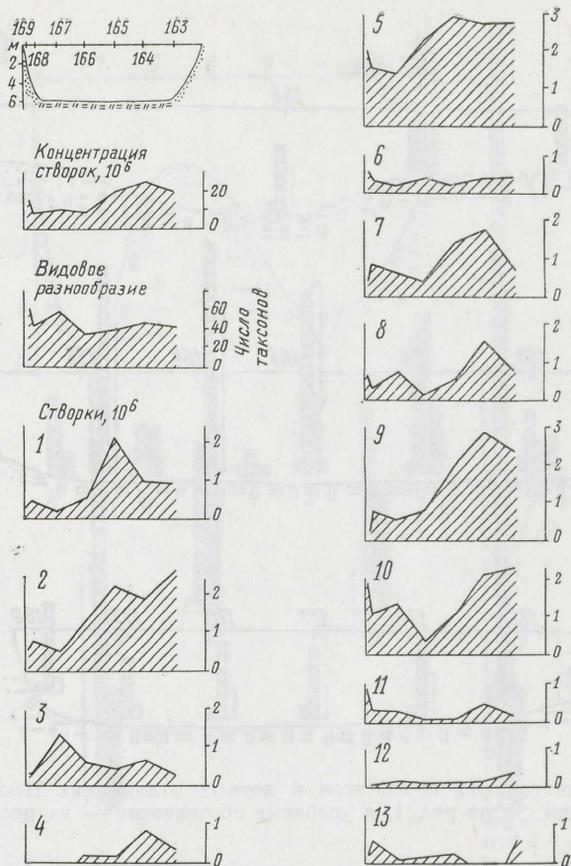


Рис. 6. Характеристика диатомовых комплексов и накопление наиболее массовых диатомей в отложениях VIII разреза в центральной части Псковского озера.

Накопление створок диатомей по разрезу:

1 — *Melosira granulata*; 2 — *M. islandica* subsp. *helvetica*; 3 — *M. ambigua*; 4 — *Fragilaria crotonensis*; 5 — *F. brevistriata*; 6 — *F. construens*; 7 — *F. construens* var. *binodis*; 8 — *F. construens* var. *venter*; 9 — *F. inflata*; 10 — *Opephora martyi*; 11 — *Amphora ovalis* et var.; 12 — *Gyrosigma attenuatum*; 13 — *Stephanodiscus hantzschii*.

станций VIII разреза (рис. 6). Котловина озера имеет здесь корытообразную форму с плоским выравненным дном и глубиной 6 м. Содержание створок в восточной части разреза вдвое выше, чем в западной и достигает 20—24 млн., а количество таксонов диатомей у западного берега выше, чем у восточного. Возможно, вдоль западного берега в зимнее время проходит зона активного переноса вод от устья р. Великой на север, так как господствующие ветры западных направлений относят к восточному берегу насыщенные планктоном поверхностные слои озерных вод. Это приводит к большей седиментации диатомей в восточной половине озера. Из планктонных диатомей в осадках наиболее обильна стенотермная и холодолюбивая *Melosira islandica* subsp. *helvetica*. В условиях мелководного и хорошо прогреваемого Псковского озера она развивается в массе ранней весной, во время таяния льда, когда реки

несут холодные и богатые биогенами талые воды. Уровень Псковского озера весной заметно выше, чем Чудского (Куллус, Мерила, 1966) и вода активно устремляется на север. Это находит свое отражение в осадках, где содержание створок планктонных *Melosira* на 3 порядка выше, чем в Чудском озере (рис. 3, 6). То же относится и к массовым видам микрофитобентоса. Таким образом, высокому уровню продуктивности водорослевых сообществ Псковского озера соответствует высокое содержание диатомей в его отложениях.

4. Оценка степени эвтрофирования озера по индексам сапробности диатомей в донных отложениях

Как известно, в настоящее время система сапробности широко применяется при оценке степени эвтрофирования и характера антропогенного воздействия на экосистемы водоемов. Обычно оценку сапробности проводят по различным водным сообществам — планктону, бентосу, сестону и т. д. В диатомовых комплексах донных отложений концентрируются диатомей планктонных и бентосных сообществ, при этом интегральные количественные соотношения между планктонными видами сохраняются. Бентосные диатомей, как правило, хорошо сохраняются в осадках как *in situ* — в литорали, так и в профундали озер. Таким образом, диатомовые комплексы в отложениях озер отражают суммарный состав диатомей — их планктонных и бентосных сообществ. Это позволило нам в оценке сапробности и характеристике степени эвтрофирования различных районов озера применить метод Пантле-Бука в модификации Сладочека.

Как уже указывалось, для каждой из 65 исследованных станций при обработке препаратов высчитывалось и определялось 500 створок диатомей. Подсчет индексов сапробности проводился с учетом всех установленных видов с известной сапробной валентностью (Унифицированные методы..., 1975). Выявилось, что в условиях обширного по площади, относительно мелководного и гомотермного Псковско-Чудского озера наиболее репрезентативными для определения показателей сапробности являются станции в центральных частях его плесов и в литорали озера (например, ст. №№ 201, 255). В тех же случаях, когда в литоральной зоне осадения планктонных диатомей не происходит, а в массе развиваются такие бентосные диатомей, сапробная валентность которых не известна, индексы сапробности оказываются заниженными: например, на станциях 62, 64, 202, 203, 245, 270 в Чудском озере доминируют *Fragilaria brevistriata*, *Opephora martyi*, *Amphora ovalis* var. *pediculus*, *Achnanthes clevei*, *A. lanceolata* var. *elliptica* *Navicula scutelloides*. Таких малореизобразительных станций оказалось 10. Если их в расчет не принимать, то средний индекс сапробности для всего водоема составит 1,82, а если же их учесть, — 1,77, т. е. и в том и в другом случае Псковско-Чудское озеро будет характеризоваться как β -мезосапробный водоем. При этом небольшие зоны повышенного эвтрофирования в Чудском озере будут отмечены близ устья р. Ранна-Пунгерья, которое широко используется для рекреации (ст. 201), а также в районе устья р. Гдовки у западного берега (ст. 255). В Псковском озере наивысший показатель сапробности отмечен в устье р. Вярска (ст. 130) и связан, вероятно, с имеющимися здесь выходами древних высокоминерализованных вод.

В заключение следует сказать, что диатомовые комплексы в поверхностных отложениях Псковско-Чудского озера дают надежный материал для определения степени его эвтрофирования и установления зон повышенного антропогенного воздействия. Примененный нами метод картирования индексов сапробности можно использовать при изучении процессов эвтрофирования других крупных озер.

*Институт озероведения
Академия наук СССР*

ЛИТЕРАТУРА

- Васильев О. А., Судницына Д. Н., Ястремский В. В. Фитопланктон и первичная продукция Псковско-Чудского водоема в 1969—1972 гг. — В кн.: Лимнология Северо-Запада СССР, т. 1. Таллин, 1973, с. 83—86.
- Давыдова Н. Н. Особенности флоры диатомовых водорослей в крупных озерах умеренной зоны. — В кн.: Вопросы современной лимнологии. Л., 1973, с. 140—150.
- Касьяк Х. А. О гидрохимическом режиме минеральных и органических веществ Псковско-Чудского озера. — В кн.: Природа и хозяйственное использование озер. Псков, 1971, с. 104—106.
- Квасов Д. Д., Раукас А. В. О позднеледниковой истории Финского залива. Изв. Всесоюз. Геогр. о-ва. 1970, т. 102, № 5, с. 432—438.
- Куллус Л. П., Мерила Л. А. Данные по изученности гидрометеорологического и гидрохимического режима Псковско-Чудского озера. — В кн.: Гидробиология и рыбное хозяйство Псковско-Чудского озера. Таллин, 1966, с. 9—34.
- Лаугасте Р. А. Данные об альгофлоре и сезонной динамике водорослей Псковско-Чудского озера. — В кн.: Гидробиология и рыбное хозяйство Псковско-Чудского озера. Таллин, 1966, с. 49—70.
- Лаугасте Р. А. Сезонная динамика и горизонтальное распределение фитопланктона Псковско-Чудского озера. — В кн.: Природа и хозяйственное использование озер. Псков, 1971, с. 119—122.
- Макрушин А. В. Биологический анализ качества вод. Л., 1974. 60 с.
- Мийдел А., Пиррус Р., Раукас А., Ряхни Э. Основные этапы развития Псковско-Чудской озерной впадины. — В кн.: История озер в голоцене. Л., 1975, с. 50—55.
- Недоспасова Г. В. Биомасса и годовая продукция макрофитов Псковско-Чудского озера и малых озер Псковской области. — В кн.: Природа и хозяйственное использование озер. Псков, 1971, с. 162—164.
- Прошкина-Лавренко А. И. Диатомовые водоросли — показатели солёности воды. Диатом. сб. ЛГУ, 1953, с. 186—205.
- Раукас А., Ряхни Э. О геологическом развитии впадины и бассейнов Чудского и Псковского озер. — «Изв. АН СССР. Хим., Геол.», 1969, т. 18, № 2, с. 113—127.
- Ряхни Э. История развития озерных бассейнов в Псковско-Пейпсаской впадине. — В кн.: Мат-лы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л., 1965.
- Россолимо Л. Л. Изменение лимнических экосистем под воздействием антропогенного фактора. М., «Наука», 1977, с. 143.
- Ряхни Э. О блоковых неотектонических движениях на территории Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим., Геол.», 1973, т. 22, № 4, с. 331—340.
- Тувикене Х. М. О высшей водной растительности Псковско-Чудского озера. — В кн.: Гидробиология и рыбное хозяйство Псковско-Чудского озера. Таллин, 1966, с. 75—79.
- Унифицированные методы исследования качества вод. М., изд. СЭВ, 3, 1975. 176 с.
- Ястремский В. В. Основные результаты многолетних наблюдений за состоянием фитопланктона Псковско-Чудского озера. — В кн.: Научная конференция по изучению и освоению водоемов Прибалтики и Белоруссии. Минск, 1977, с. 169—171.
- Cleve-Euler A. Die Diatomeen als quartärgeologische Indikatoren. Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 66, N 3, 1944, p. 383—410.
- Jorgensen E. G. Diatom Communities in some Danish Lakes and Ponds. Det. Kongel. Danske Vidensk. Selskab, Biol. Skrif. Bd. 5, N. 2, Kobenhavn, 1948, 140 p.

DIATOMEEVETIKAD PIHKVA-PEIPSI JÄRVE PÕHJASETETE PINNAKIHI

N. DAVODOVA

Resüme

Pihkva-Peipsi järve põhjasetete pinnakihist koguti 65 proovi, milles tehti kindlaks 221 diatomeevetikate taksonit. Peipsi järves valdasid planktoonsed liigid *Melosira granulata*, *M. islandica* subsp. *helvetica*, *M. ambigua* ja bentoseline liik *Fragilaria brevistriata*, Pihkva järves bentoselised liigid *F. brevistriata*, *F. construens* et var., *Opephora martyi*. Vetikate kodade hulk 1 grammis loodusliku niiskusega settes varieerus 30 tuhandest 48 miljonini. Kõige rohkem diatomeevetikaid leidub järvenõo keskosas, kus puhjusid peeneteralised setted. Pantle-Bucki (1955) meetodi järgi arvatud saproobsusindeksid on 1,77—1,82 piirides, mille alusel järv kuulub β -mesosaproobsesse tüüpi.

NSV Liidu Teaduste Akadeemia
Järvede Uurimise Instituut

DIATOMS OF RECENT BED SEDIMENTS IN PIHKVA-PEIPSI LAKE

N. DAVYDOVA

Summary

Samples of the upper layer of bed sediments were obtained from 65 sampling sites of the lake. 221 taxons were identified. In Lake Peipsi (Chudskoje) the dominant species (more than 5% shells in sediment) were: planctonic *Melosira granulata*, *M. islandica* subsp. *helvetica*, *M. ambigua* and benthic *Fragilaria brevistriata*. In Lake Pihkva (Pskovskoje) — benthic diatoms: *F. brevistriata*, *F. construens* et var. var., *Opephora martyi*. The concentration of diatom shells varied from $3 \cdot 10^{-3}$ to 48 mln gr^{-1} of wet sediment. Accumulation of diatoms occurs in the central areas of the lakes where sedimentation of fine silt takes place. The diatom saprobic indexes, calculated by Pantle-Buck (1955) methods, were 1,77—1,82 on the average, i. e., the Lake Pihkva-Peipsi is characterized as a β -mesosaprobic one.

Academy of Sciences of the USSR
Institute of Lake Research.

ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРΟΣЛИ В КОЛОНКАХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПСКОВСКО-ЧУДСКОГО ОЗЕРА

Н. ДАВЫДОВА

Институт геологии АН ЭССР в течение ряда лет проводил исследование геологического строения и истории формирования котловин Псковско-Чудского озера (Раукас, Ряхни, 1969; Мийдел и др., 1975 и т. д.), одним из разделов которых явилось изучение его донных отложений. В процессе работы были получены колонки осадков из различных частей водоема, длина которых достигала 2 м. Они дали представление о литолого-стратиграфических особенностях отложений озера. Спорово-пыльцевой анализ позволил установить время формирования пройденных осадков.

Одна из исследованных нами колонок взята в пределах Теплового озера (Ляммиярв) с глубины 4 м в 600 м к востоку от н. п. Лаане и имеет мощность 145 см. В основании колонки, в интервале 120 см и ниже, лежит синевато-серый алеврит с пелитовыми прослойками, образование которого по палинологическим данным происходило в среднедриасовое время. Содержание створок диатомей в нем невелико: 17,2 тыс. в 1 г осадка натуральной влажности, тем не менее его можно считать значительным. Для сравнения укажем, что в синхронных отложениях Онежского озера оно было на два порядка ниже и составляло не более 650 створок в 1 г (Давыдова, 1976). Ведущими по численности в диатомовом комплексе являются истиннопланктонные диатомеи, обитатели водной толщи озер, створки которых составляют в осадках около 90% (рис. 1), доминирует планктонная *Melosira islandica* subsp. *helvetica*, на долю которой приходится более половины найденных створок. Эта диатомея характерна для обширных приледниковых озер Северо-Запада, а в настоящее время обитает в крупных олиготрофных озерах: Ладожском, Онежском, в Финноскандинавии и Северной Америке (Давыдова, 1973; Stockner, 1971). К группе диатомей, населяющих глубокие олиготрофные водоемы, принадлежат также встреченные в осадках *M. distans* var. *alpigena* Grun., *Stephanodiscus niagare* Ehr. и *Tabellaria flocculosa* (Roth.) Kütz. Субдоминанты, составляющие в осадках более 5% створок, планктонные *Melosira ambigua* и *Tabellaria fenestrata*. Помимо них найдены диатомеи обитатели планктона озер умеренной зоны более высокого трофического уровня: *Melosira italica*, *Asterionella formosa*, *Diatoma elongatum*, *Tabellaria*. Бентосные диатомеи встречены единично. Всего в отложениях среднедриасового времени встречено 17 видов и разновидностей пресноводных диатомей. Диатомовый комплекс сформировался в условиях глубокого и обширного пресноводного озера с достаточно разнообразным по составу фитопланктоном и слабо

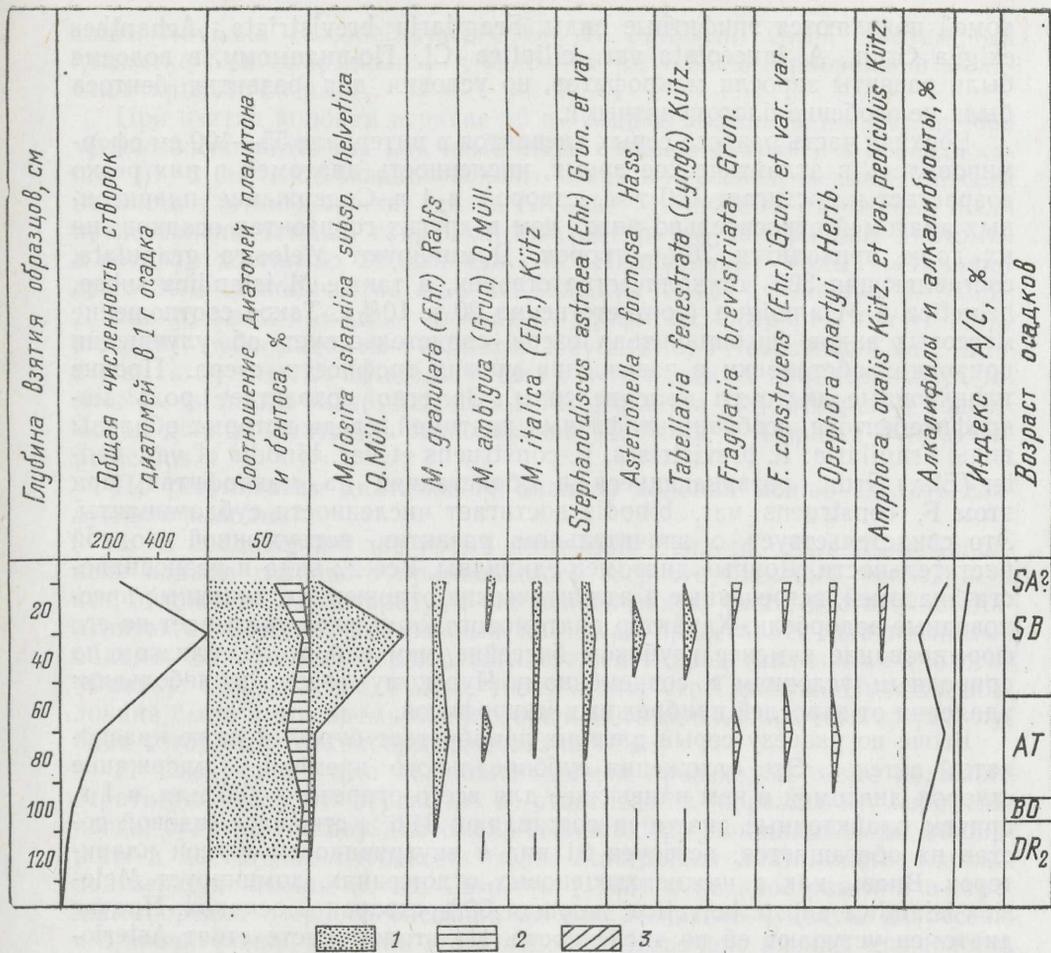


Рис. 1. Диатомовая диаграмма колонки донных отложений из Теплого озера. 1 — планктонные диатомей в количестве 200 тыс. створок в 1 г осадка; 2 — эпифитные диатомей; 3 — донные диатомей в том же количестве.

развитым микрофитобентосом. По уровню трофности озеро, вероятно, было на верхнем пределе олиготрофии или слабо мезотрофным.

Осадки среднего дриаса перекрыты серым алевритом, нижняя часть которого в интервале 100—107 см палинологически датируется бореалом, т. е. раннеголоценовым временем, следовательно, осадконакопление в бассейне происходило с большим перерывом. Содержание диатомей здесь невысокое, но оно вдвое выше, чем в позднеледниковых осадках и составляет 32 тыс. створок в 1 г. По-прежнему в диатомовом комплексе преобладают планктонные диатомей, составляющие 94% от общего количества створок. Доминирует, как и в предыдущую фазу существования озера, *Melosira islandica* subsp. *helvetica*, вторым по численности видом является *M. granulata*. В настоящее время она является наиболее массовой и характерной диатомеей в планктоне и поверхностном слое современных донных отложений Чудского озера. Среди бентосных диа-

томей появляются эпифитные виды *Fragilaria brevistriata*, *Achanthes exigua* Grun., *A. lanceolata* var. *elliptica* Cl. По-видимому, в водоеме были развиты заросли макрофитов, но условия для развития бентоса были не особенно благоприятными.

Верхняя часть разреза серых алевритов в интервале 55—100 см сформировалась в атлантическое время, численность диатомей в них резко возрастает и достигает 150 тыс. створок в 1 г. Содержание планктонных диатомей относительно ниже, чем в других горизонтах осадков: на их долю приходится 76% створок. Доминируют *Melosira granulata*, составляющая 30% от количества створок, а также *M. islandica* subsp. *helvetica* и *M. ambigua* (соответственно 20 и 10%). Такое соотношение массовых видов фитопланктона озера свидетельствует об улучшении природной обстановки и повышении уровня трофности озера. Прочие планктонные диатомей малочисленны. Заметно возрастает роль микрофитобентоса, особенно эпифитных диатомей, среди которых обильны виды *Fragilaria*: *F. brevistriata*, *F. construens* et var. *binodis* et var. *venter* (Ehr.) Grun., развивающиеся в обрастаниях на макрофитах, при этом *F. construens* var. *binodis* достигает численности субдоминанты. Это свидетельствует о значительном развитии погруженной водной растительности. Донные диатомей единичны. Все 22 вида и разновидности диатомей, встреченные в атлантических отложениях, типичные пресноводные водоросли. Характер диатомового комплекса указывает на его формирование в менее глубоком бассейне, чем в бореале, близком по природным условиям к современному Чудскому озеру, в небольшом удалении от зарослей прибрежных макрофитов.

Выше по разрезу серый алеврит приобретает бурый и даже красноватый оттенок. Это отложения суббореального времени. Содержание створок диатомей в нем наивысшее для всего разреза — 0,6 млн. в 1 г, причем планктонные диатомей составляют 94,6% створок. Видовой состав их обогащается: встречен 21 вид и внутривидовой таксон планктеров. Вновь, как в нижнеголоценовых отложениях, доминирует *Melosira islandica* subsp. *helvetica*, дающая 60% створок в осадках. Прочие диатомей уступают ей по численности. На втором месте стоят *Asterionella formosa* и *Tabellaria fenestrata*, являющиеся субдоминантами, далее — *Stephanodiscus niagarae* (3%), *S. astraes* et var. *minutulus* (Kütz.) Grun. et var. *intermedius* Fricke, дающие в сумме 6% створок. Бентосные диатомей малочисленны. Диатомовый комплекс сформировался в условиях глубокого открытого озера и близок по составу массовых форм к диатомовым комплексам, находящимся в современных осадках открытых районов Ладожского озера.

Верхний из проанализированных горизонтов осадков представлен темным оливково-бурым алевритом, по палинологическим данным также относится к суббореалу. Содержание диатомей в нем высокое, до четверти млн. створок в 1 г, причем планктонные диатомей составляют 66,6%. Это самое низкое относительное содержание планктонных диатомей для всей колонки. Доминируют 3 вида *Melosira*: *M. granulata*, *M. islandica* subsp. *helvetica*, *M. ambigua*, дающие соответственно 21, 18 и 15% створок в осадках. Субдоминанты с численностью более 5% створок — эпифитные бентосные диатомей *Fragilaria brevistriata* и *Opephora martyi*. В сумме эпифиты дают 26,8% створок и, кроме указанных выше, включают большую группу диатомей рода *Fragilaria*. Донные диатомей составляют 6,6% створок, среди них встречены характерные обитатели песчаных мелководий *Amphora ovalis* et var. *pedi-*

culus, *Navicula cocconeiformis* Greg., *N. jentschii* Grun. Диатомовый комплекс был сформирован в условиях неглубокой прибрежной области открытого озера.

При взятии колонки верхние 10 см осадка вылились, но этот пробел можно восполнить, так как нами были изучены диатомей в поверхностном (0—2 см) слое осадков Теплого озера в непосредственной близости от места взятия колонки, где на глубине 5 м донные отложения были представлены темным сапропелистым алевритом, содержание диатомей в котором достигало 29 млн. створок. Планктонные виды составляют всего 30% от количества створок, эпифиты — 54%, донные — 16%. Доминирующий комплекс состоит из эпифитов: *Opephora martyi* (10% створок), субдоминанты *Fragilaria brevistriata*, *F. construens* var. *binodis* et var. *venter*, *F. inflata*, а также в него входят 2 планктонные *Melosira*: *M. islandica* subsp. *helvetica* и *M. granulata* (5% створок и более). Среди донных диатомей разнообразны *Navicula* и *Amphora ovalis* var. *pediculus*.

По результатам диатомового анализа колонки можно сделать следующие выводы:

1. В среднедриасовое время котловина Теплого озера была заполнена водами глубокого пресноводного озерного бассейна, исследованные отложения характеризуют его пелагическую часть, достаточно удаленную от берегов, диатомовый комплекс представлен планктонными видами. Эти данные хорошо согласуются с представлениями геологов (Орвику, 1960; Раукас, Ряхни, 1969) о том, что Псковско-Чудская котловина была в это время частью обширного приледникового озера, глубина которого у Мехикоорма достигала 40 м.

2. Следующий этап осадконакопления происходил после большого стратиграфического перерыва и относится к бореальному времени, когда, судя по составу диатомей, Теплое озеро заполняли воды обширного и достаточно глубокого озера. Материалы диатомового анализа подтвердили мнение Э. Ю. Саммета (1965) о распространении в середине бореала озерного бассейна на всю Псковско-Чудскую депрессию и о значительной глубине этого водоема. Довольно низкая численность диатомей в бореальных отложениях, вероятно, связана со значительным терригенным разбавлением в условиях активно трансгрессирующего озера.

3. Начиная с бореала озерный бассейн существует непрерывно. В атлантическое время, в период климатического оптимума, уровень его остается высоким, численность диатомей в осадках резко возрастает, озеро становится эвтрофным с хорошо развитым планктоном и бентосом.

4. В первую половину суббореала уровень озера, а также его продуктивность продолжает расти. В конце суббореала — начале субатлантики озеро мелеет; как никогда ранее, возрастает роль бентосных видов. Об этом свидетельствуют такие особенности диатомового комплекса, как господство планктонных *Melosira granulata* и *M. ambigua* при сокращении численности *M. islandica* subsp. *helvetica*, возросшая роль эпифитных диатомей, указывающая на большое развитие прибрежной водной растительности, увеличение процентного содержания диатомей алкалифилов и алкалибионтов (рис. 1), что, как известно (Granberg, 1972), характерно для эвтрофирующихся водоемов. Подсчет соотношения бесшовных и центрицевых диатомей из числа найденных планктонных видов, встреченных в осадках (Stockner, 1971), хотя

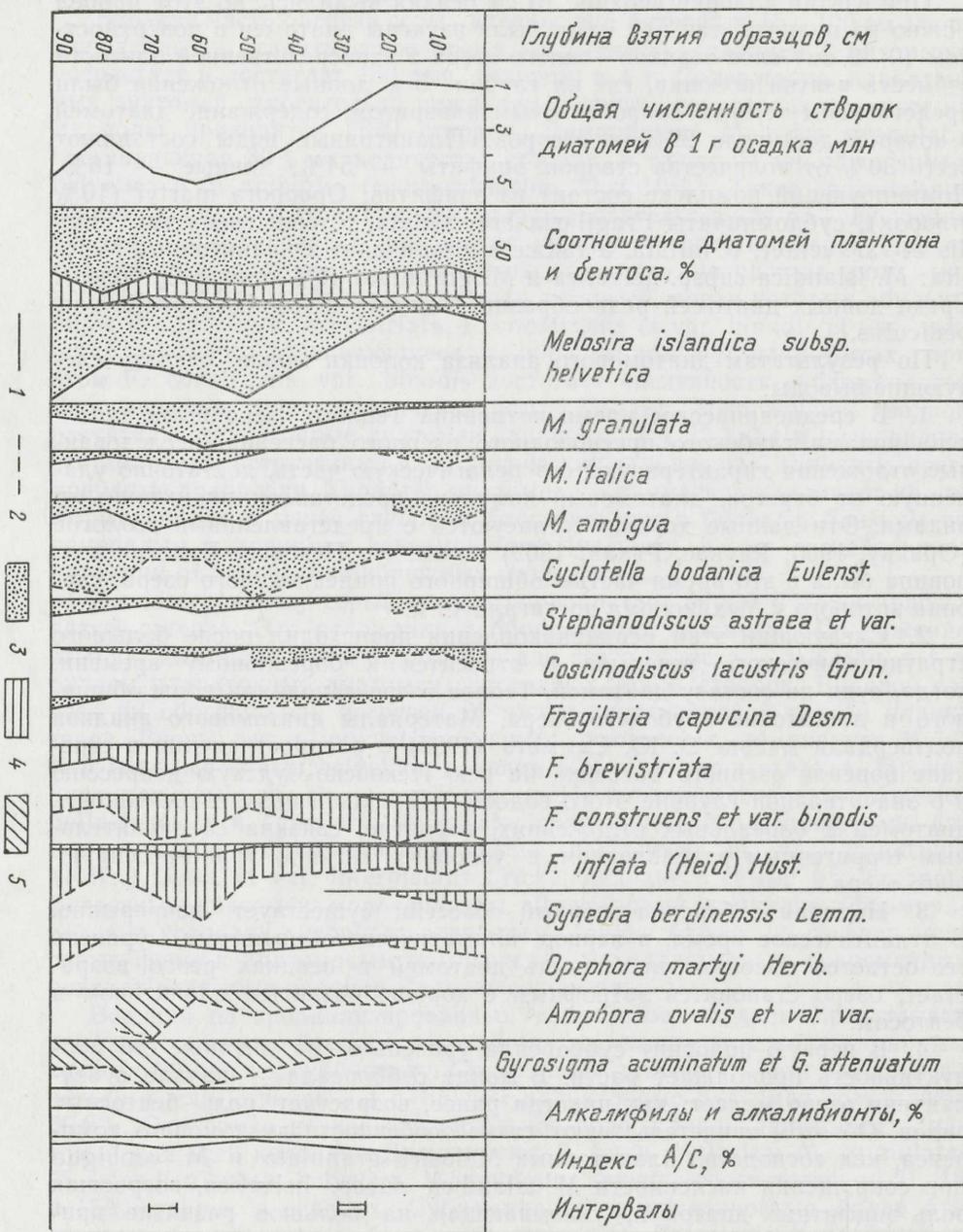


Рис. 2. Диатомовая диаграмма колонки донных отложений из Чудского озера. 1 — створки в количестве 1 млн.; 2 — створки в количестве 100 тыс. в 1 г осадка; 3 — планктонные; 4 — эпифитные; 5 — донные диатомеи.

и не столь ясно, но все же выявляет тенденцию к возрастанию в верхнем горизонте. Таким образом, начиная со второй половины суббореала происходит постепенное, но неуклонное обмеление бассейна в этой части озерной котловины, а также рост уровня его трофности.

Проанализированная нами вторая колонка № 201 из Псковского озера имеет длину 90 см и взята к востоку от о. Каменка с глубины 5,5 м. Пройденные осадки представлены зеленовато-серым пелитовым алевроитом с высоким содержанием органического вещества, до 21% в горизонте 0—10 см. По палинологическим данным отложения колонки относятся к новейшей фазе субатлантики SA₃. По содержанию диатомей в них можно выделить 2 интервала (рис. 2): I — 40—90 см, охватывающий низы исследованных осадков, и II — 0—40 см, верхний. В нижнем интервале количество створок достигает 3—5 млн. в 1 г осадка, в верхнем оно существенно ниже — 0,6—1,7 млн. В I интервале преобладают планктонные диатомей, составляющие 67,5—85% створок, доминирует *Melosira islandica* subsp. *helvetica*, на долю которой приходится 30—40% створок в осадках. На втором месте стоит *M. granulata*, количество створок которой возрастает вверх по разрезу от 6 до 16—18%. Количество створок третьей по численности диатомей, также увеличивается вверх по разрезу. Из бентосных диатомей богато представлен род *Fragilaria* (10 видов и разновидностей), включая и наиболее обильную из эпифитов *F. brevistriata*, являющуюся одной из субдоминант. Донные диатомей единичны, наибольшим разнообразием среди них отличается род *Navicula* (11 видов и разновидностей).

В верхнем интервале осадков, как уже указывалось, общая численность диатомей снижается, при этом в диатомовом комплексе возрастает участие диатомей бентоса, хотя по-прежнему доминируют диатомей планктона: *Melosira islandica* subsp. *helvetica* и *M. granulata*, при этом численность первой из них несколько снижается (20—35%), а второй одновременно возрастает (12—19%). Из бентосных диатомей как и ранее, богато представлены *Fragilaria*, но во II интервале количество их створок в осадках заметно возрастает. Особенно многочисленными становятся *F. brevistriata*, *F. construens* et var. *binodis*, *F. inflata*, которые местами являются субдоминантами, дающими более 5% от количества створок в осадках. Общее видовое разнообразие диатомей также возрастает за счет появления ранее не встречавшихся представителей бентоса.

Всего в отложениях колонки встречено 86 видов и разновидностей пресноводных диатомей, из них 26 планктонных, 32 эпифитных и 28 донных. Половина найденных видов — бореальные диатомей, типичные представители флоры водоемов умеренных широт, на втором месте стоят космополиты — 29 видов и разновидностей, далее — североальпийские диатомей — 15 таксонов рангом ниже рода. Алкалифилы и алкалиобиты составили 60% от количества установленных диатомей.

Рассматривая в целом разрез субатлантических осадков, пройденных колонкой № 201, можно сделать следующие выводы:

1. Сокращение численности диатомей вверх по разрезу в сочетании с обогащением видового состава бентосных диатомей, а также незначительным, но все же намечающимся ростом содержания створок в осадках, связано с обмелением этой части озера, сопровождающимся, по всей видимости, увеличением терригенного сноса и ухудшением условий седиментации планктонных диатомей.

2. Изменения в составе диатомовых комплексов, происшедшие за

время формирования колонки донных отложений, свидетельствуют о неуклонно развивающемся процессе эвтрофирования озера. В этом отношении показателен ряд факторов: изменение количественного соотношения планктонных *Melosira*, выразившееся в сокращении численности *Melosira islandica* subsp. *helvetica* и увеличении роли *M. granulata*; тенденция к увеличению количества створок в осадках алкалифильных и алкалибионтных видов; резкое увеличение вверх по разрезу индекса А/С (с 12—15% в нижнем интервале колонки до 30—37% в верхнем); появление в верхнем интервале осадков таких показательных в смысле эвтрофирования видов, как *Synedra beroliensis*, *S. parafitica* Grun. Процесс эвтрофирования в определенной мере связан, видимо, не только с природными факторами, но и с воздействием человека на озеро и его водосбор.

*Институт озерадения
Академии наук СССР*

ЛИТЕРАТУРА

- Давыдова Н. Н. Особенности флоры диатомовых водорослей в крупных озерах умеренной зоны. — В кн.: «Вопросы современной лимнологии», Л., 1973, с. 140—150.
- Давыдова Н. Н. Комплексы диатомей в донных отложениях Онежского озера. Л., 1976, с. 130—191.
- Мийдел А., Пиррус Р., Раукас А., Ряхни Э. Основные этапы развития Псковско-Чудской озерной впадины. — В кн.: «История озер в голоцене», Л., 1975, с. 50—55.
- Орвику К. К. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. Мат-лы совещ. по вопр. неотектон. движений в Прибалтике, Тарту, 1960, с. 74—80.
- Раукас А., Ряхни Э. О геологическом развитии впадины и бассейнов Чудского и Псковского озер. — «Изв. АН ЭССР. Хим., Геол.», 1969, 18, № 2, с. 113—127.
- Саммет Э. Ю. Основные этапы развития некоторых типов приледниковых озер в западной части Ленинградской и Псковской областей. — В кн.: «Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада», Л., 1965, с. 75—78.
- Granberg K. The Diatom Succession in the Recent Sediments and the Eutrophication of Ristiselkä, Lake Päyänne, Central Finland. — „Aqua Fennica“, 1972, p. 20—27.
- Stockner J. G. Preliminary Characterization of Lakes in the Experimental Lakes Area, Northwestern Ontario, using Diatom Occurrences in Sediments. — „J. Fisci. Res. Board Canada“, v. 28, NO 2, 1971, p. 265—275.

DIATOMEEVETIKAD PIHKVA—PEIPSI JÄRVE PÕHJASETETE PUURSÜDAMIKES

N. DAVODOVA

Resümee

Diatomeevetikaid on uuritud kahes puursüdamikus, mille pikkus oli 90 ja 145 cm. Selgitati vetikate levikupilt DR₂, BO, AT, SB ja SA kliimastaadiumil ning jõuti järeldusele, et kõigil nendel arenguetappidel oli järv magedaveeline ja üsna sügav. Eutrofeerumine algas AT staadiumil ja kestab nüüdisajani, kusjuures seda oluliselt mõjustab inimtegevus. Alates BO kliimastaadiumi keskelt algas uuritud piirkondades järve veetaseme alanemine.

*NSV Liidu Teaduste Akadeemia
Järvede Uurimise Instituut*

DIATOMS IN SEDIMENT CORES FROM LAKE PIHKVA—PEIPSI

N. DAVYDOVA

Summary

The diatom flora of DR₂, BO, AT, SB and SA is described on the basis of diatom analyses of 2 sediment cores (90 and 145 cm in length). It is shown that during all these stages the lake depression was occupied by a rather deep freshwater lake. The eutrophication process started at AT and lasts up to the present time. In recent time its rate depends not only on natural conditions, but also on anthropogenic factors. In the investigated areas the lowering of lake level started in the Boreal.

Academy of Sciences of the USSR
Institute of Lake Investigations

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САПРОПЕЛЯ В ЗАЛИВЕ ВЯРСКА

Р. ПИРРУС, В. ТАССА

Вярский залив располагается в северо-западной части Псковского озера. Здесь установлены крупные запасы высококачественного сапропеля. В 1969 г. гидрогеологической партией Управления геологии ЭССР (Tsetshladze, 1970) были проведены специальные изучения сапропеля с целью выявления его лечебных свойств и народнохозяйственной значимости. Детальная разведка сапропеля проведена в 1975 г. на одной трети общей площади Вярского залива* (рис. 1). Установлено, что средняя мощность его составляет 4,12 м, а общие запасы — 3,52 млн. м³.

Бальнеологическая характеристика сапропеля. Лечебная грязь относится к органическим сероводородным сапропелям и характеризуется высокой влажностью (82—89%) и небольшой засоренностью частицами >0,25 мм (0,4—1,1%). Сопротивление сдвигу в верхних слоях залежи несколько меньше (2000—3600 дин/см²), чем в нижних (5494 дин/см²). Зольность колеблется в пределах от 22—62 до 72—87% на сухую массу. Следует отметить, что из 29 проб 20 имеет зольность 50—60%.

Сапропель богат органическим веществом. Групповой состав органической массы колеблется в следующих пределах: битумы — 3,4—4,2%, растворимые в воде и легко гидролизующиеся вещества — 9,8—13,2%, гуминовые кислоты — 32,5%. Высокое содержание гуминовых веществ в сапропеле обуславливает его высокую термостойкость (0,89—0,97 кал г/градус). Содержание общего сероводорода высокое, составляет 12—70 мг на 100 г сырой дряги. В итоге такие бальнеологические показатели сапропеля, как небольшая засоренность, высокое содержание сероводорода и органического вещества, высокая термостойкость дали основание ученым Всесоюзного института курортологии и физиотерапии рекомендовать сапропель залива Вярска для лечения хронических заболеваний опорного движения, гинекологических болезней и т. д. В лаборатории того же института сделаны и соответствующие анализы сапропеля.

Агрохимическая характеристика сапропеля. Основной целью проведенных работ было установление их лечебных свойств. На кафедре химии Латвийской сельскохозяйственной академии в Елгаве (Вимба и др., 1978) выполнены специальные анализы для агрохимической характеристики сапропеля.

* T a s s a, V. Värskala lahe sapropeelide uuring ravi tarbeks ja põllumajanduses. Keila, 1976. Рукопись в ЭГФ. 33 с.



Рис. 1. Схема изученности залива Вярска. 1—2 — изученная площадь залива; 1 — детально изученная площадь залива.

По химической характеристике (табл. 1) зольность сапропеля колеблется в пределах 26,6—84,4%. Среднее содержание SiO_2 — 24,8%; R_2O_3 — 6,1; Fe_2O_3 — 4; CaO — 5,4; MgO — 1,0; P_2O_5 — 0,1; SO_3 — 1,8; N — 2,5%. В соответствии с агрохимической классификацией (Бамберг, Вимба, 1968) в заливе Вярска распространен главным образом среднезольный сапропель.

Количество микроэлементов (табл. 2) соответствует среднему содержанию, свойственному сапропелю северо-запада Русской равнины. Содержание каротина оказывается сравнительно высоким.

Величина pH колеблется в пределах 6,2—3,0. В нижних слоях сапропеля степень кислотности значительно увеличивается, что подтверждается также данными гидрохимической кислотности и степени насыщенности (табл. 3).

Одной из важнейших составных частей органического вещества сапропеля является его азотсодержание. В наших образцах его количество составляет 3—6% на количество сухого органического вещества.

По химическому составу сапропель залива Вярска следует считать

Химическая характеристика образцов сапрелея

№ профиля и точек наблюдений	Органиче- ское веще- ство	В % на сухое вещество								
		Зола	SiO ₂	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	P ₂ O ₅	SO ₃	N
II 8	54,82	45,18	27,16	7,14	3,23	4,14	1,23	0,17	1,50	2,43
II 8	65,88	34,12	15,24	5,26	4,08	6,11	1,03	0,10	2,14	3,16
II 3	51,34	48,66	23,92	3,17	—	—	—	—	—	—
III 7	58,68	41,32	24,01	8,61	5,11	3,83	0,89	0,10	1,34	2,08
III 7	65,14	34,86	17,92	6,15	4,13	5,24	1,16	0,07	2,13	3,05
IV 1	15,59	84,41	—	—	—	—	—	—	—	—
IV 6	53,46	46,54	28,78	4,02	—	—	—	—	—	—
IV 9	51,77	48,23	27,69	8,15	4,87	4,13	1,19	0,18	2,75	1,98
IV 9	73,43	26,57	15,07	4,56	2,32	3,24	0,48	0,06	1,49	3,52
IV 10	36,41	63,59	45,06	5,02	—	—	—	—	—	—
V 3	53,19	46,81	23,81	9,34	5,19	5,03	1,17	0,13	1,97	2,18
V 4	52,28	47,72	23,17	4,08	—	—	—	—	—	—
VI 7	54,31	45,69	23,17	10,32	4,39	4,16	1,11	0,15	2,06	2,53
VI 6	70,46	29,14	18,09	3,16	—	—	—	—	—	—
VII 6	54,35	45,65	23,13	3,94	—	—	—	—	—	—
VII 5	35,75	51,17	28,54	4,32	1,79	15,24	1,04	0,17	1,25	1,79
X 4	45,47	54,53	32,86	11,27	5,69	3,39	0,97	0,21	1,46	2,31

Таблица 2

Содержание микроэлементов в образцах сапропелей, в мг/кг

№ про- филей и точек на- блюдений	Mn	Ca	Co	B	Zn	Каротин	
						в сухом сапропеле	в сыром сапропеле
II 8	285,3	11,5	4,9	11,6	14,3	—	—
II 8	314,6	9,7	5,3	13,7	15,2	3,8	29,8
III 7	314,8	17,3	2,4	14,1	11,9	—	—
III 7	589,6	11,8	2,1	16,0	13,8	3,2	33,3
IV 9	493,4	12,6	7,6	9,7	12,6	—	—
IV 9	199,5	9,5	3,9	12,8	—	3,7	29,3
V 3	496,8	19,8	5,4	10,0	14,5	5,4	89,4
VI 7	379,6	10,0	6,7	14,4	6,8	2,7	27,8
VII 6	501,8	13,7	7,9	11,6	5,2	3,5	21,8
X 4	202,2	14,8	5,8	8,6	7,5	3,2	63,4

Таблица 3

Гидролизуемость азотсодержащих веществ сапропеля
(в процентах) к общему количеству азота

№ образца	N общий в сухом веществе	Нормальность			
		0,1	0,5	1,0	2,0
IV ₉	1,98	12,6	27,8	40,7	68,2
V ₃	2,18	10,1	17,4	47,6	79,3
VI ₇	2,53	19,7	26,9	57,0	66,5
VII ₆	1,79	26,2	31,3	39,2	46,9
X ₄	2,31	18,2	25,5	54,9	64,9

перспективным сырьем для следующих направлений сельскохозяйственной химизации (Вимба и др., 1978):

1. Для улучшения малопродуктивных угодий, применяя его в повышенных дозах, 200—300 т сухого органического вещества на 1 га. Одновременно следует добавлять рассчитанное количество известкового вещества, поскольку сапропель имеет кислую реакцию.

2. Для производства комплексных средств удобрения (например, сапропель вместе с навозной жижой или с минеральными удобрениями и микроэлементами, или с нитрофоской и т. д.).

3. Для производства препаратов аминокислот и биологически активных веществ вместе с натуральным сапропелем.

По данным лаборатории Ливанского экспериментального завода биохимических препаратов Латвийской ССР, сапропель залива Вярска можно успешно использовать в биосинтезе лизина, что заменяет дорогое сырье и вместе с тем снижает себестоимость лизина примерно на 100 рублей на тонну.

В итоге разностороннего изучения сапропеля можно заключить, что в заливе Вярска он представляет собой высококачественную лечебную грязь, комплексное использование которой дает возможность рассмотреть сапропель и как сырье для химизации сельского хозяйства.

Геологическое строение отложений и развитие залива Вярска. В ходе разведки сапропеля Вярскаского залива получены дополнительные данные и о геологическом строении залежи, характеризующие геологи-

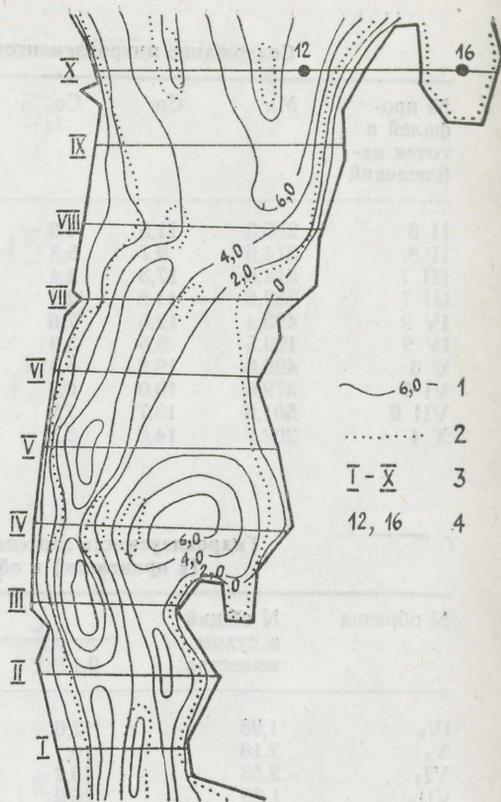


Рис. 2. Схема мощностей сапропеля и распространения подсапропелевого торфа на детально изученной площади залива Вярска. Составил В. Тасса. 1 — изопакиты залежи сапропеля; 2 — граница распространения подсапропелевого торфа; 3 — номера геологических профилей; 4 — номера палинологически изученных скважин.

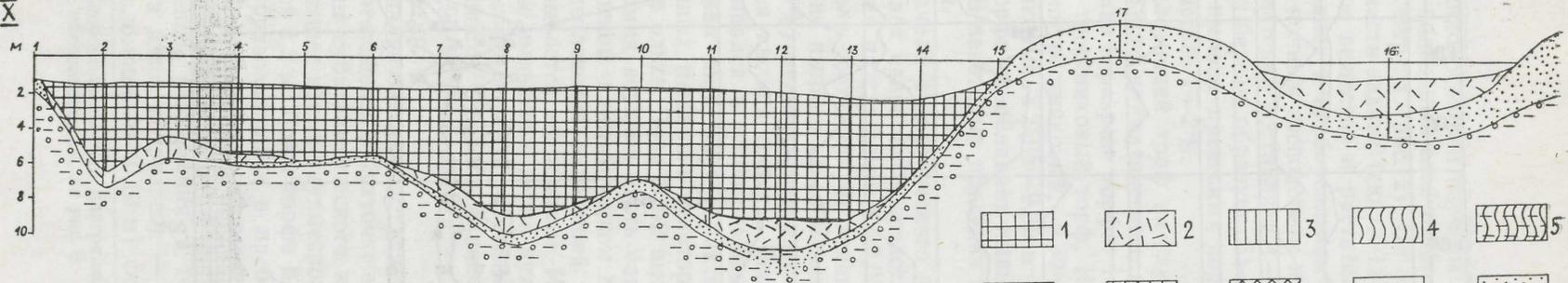
ческое развитие залива и в некоторой мере Псковское озеро в целом. С целью стратиграфического расчленения и выяснения палеогеографического развития проведены палинологические исследования отложений в устьевой части залива (рис. 2, 4, 5).

Дно Псковского озера в районе залива Вярска, как известно, слагают верхнедевонские породы швянтойского горизонта, представленные светлыми песчаниками и пестроцветными глинами, содержащими прослой алевритов.

Морена последнего оледенения в окрестности залива имеет небольшую мощность (до 3—4 м). Покрывающие ее озерно-ледниковые (?) и озерные пески в пределах залива являются еще более маломощными (рис. 3). На морене или на песках (рис. 2) залегает тростниковый, древесно-тростниковый или древесный торф мощностью до 2 м. В южной части залива мощность его уменьшается либо торфяной слой вообще отсутствует. В глубоких частях залива торф в верхней части может быть алевритистый и сапропелистый.

Таким образом, на торфе или реже на песках и на морене (рис. 2) залегает сапрпель мощностью 0,12—12 м, преимущественно 5—6 м. Глубина воды залива в общем 1—2 м. В нижней части сапрпель имеет черный оттенок и при переходе от торфа часто содержит створки субфосильных моллюсков, детрит водных и болотных растений. Выше по разрезу цвет чистого, однородного сапрпеля переходит в зеленовато-коричневый.

X



V

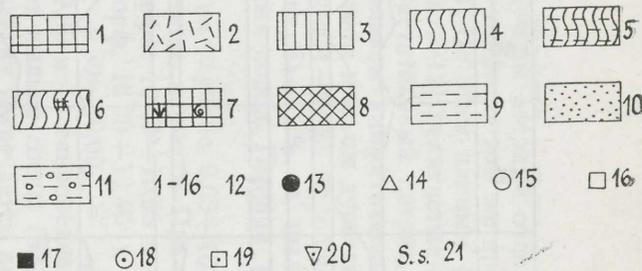
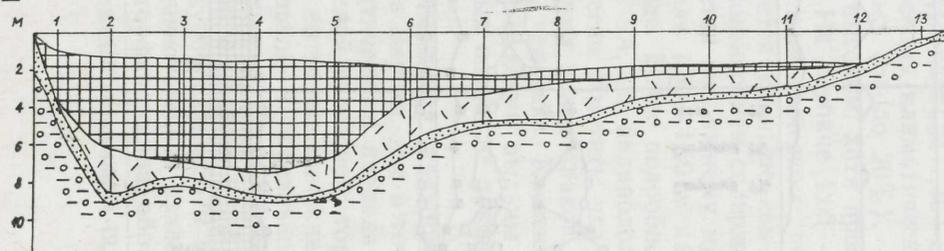
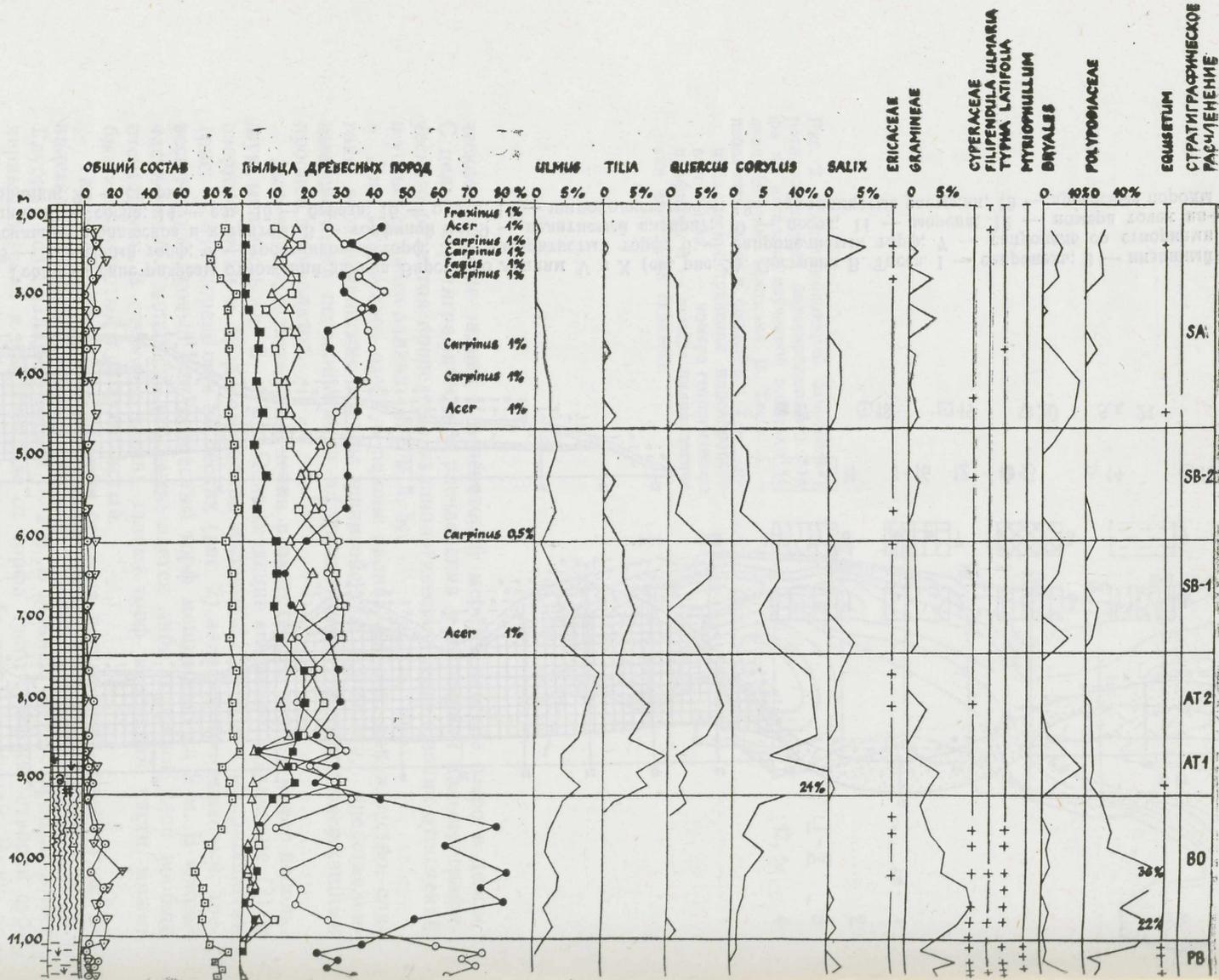


Рис. 3. Геологические разрезы отложений залива Вярска по линиям V и X (см. рис. 2). Составил В. Тасса. 1 — сапропель; 2 — низинный торф; 3 — древесный торф; 4 — тростниковый торф; 5 — алевритистый торф; 6 — сапропелистый торф; 7 — сапропель со створками субфоссильных моллюсков и детритом; 8 — торфяной ил; 9 — пелитистый алеврит; 10 — песок; 11 — морена; 12 — номера точек наблюдений; 13 — сосна; 14 — ель; 15 — береза; 16 — ольха; 17 — широколиственные; 18 — травянистые растения; 19 — древесные породы и кустарники; 20 — споры.



Палинологически изучены озерные отложения в устьевой части залива и подводный слой торфа на том же профиле в маленькой бухточке залива Вярска (рис. 2). По этим данным (рис. 4) в относительно глубокой части залива (скв. X-12) пелитистые алевриты, содержащие органическое вещество и растительный детрит, на глубине 10,95—11,40 м отложились в пребореальном климатическом периоде. Они характеризуются полным господством пыльцы древесных пород. Пыльца травянистых растений составляет 4—11% от общей суммы пыльцы и спор. Пыльца березы образует 61—73%, а пыльца сосны — 24—38% от суммы пыльцы древесных пород. Пыльца ивы присутствует постоянно в количестве 1—2%.

Надлежащий торф на глубине 9,05—10,95 м накоплялся в течение бореального климатического периода. При этом отмечается следующее изменение в разрезе торфа: 10,40—10,95 м составляет среднеразложившийся тростниковый торф, 10,00—10,40 м — хорошо разложившийся древесно-тростниковый, 9,30—10,00 — сапропелистый, алевритовый тростниковый, а 9,05—9,30 м — сапропелевый торф (рис. 4).

В торфе преобладает пыльца сосны (63—82%), затем березы (10—34%). В некоторых пределах встречается пыльца *Ulmus laevis*, ольхи и лещины.

С начала атлантического климатического периода в заливе Вярска отложился сапропель, представленный в палинологически изученной скважине на глубине 1,8—9,05 м. На глубине 7,40—9,05 м накопление сапропеля соответствует атлантическому климатическому периоду. Содержание пыльцы широколиственных (около 20%), ольхи и лещины (15—24%) является относительно высоким, хотя преобладающим оказывается пыльца сосны и березы. На глубине 4,60—7,40 м сапропель откладывался в суббореальном климатическом периоде. Спорово-пыльцевая зона SB-1 характеризуется уменьшением пыльцы широколиственных, лещины и некоторым повышением содержания пыльцы ели, а также ольхи. Зона SB-2 выделяется по нижнему максимуму пыльцы ели. Самая верхняя часть сапропеля 1,80—4,60 м накоплена в субатлантическом климатическом периоде. Более подробное стратиграфическое расчленение отложений зоны SA, по палинологическим данным, не оказывается возможным. Интересно отметить, что с глубины 2,70 м найдены пыльцевые зерна культурных видов злаков, указывающие на сельскохозяйственную деятельность человека. Косвенными признаками деятельности человека являются и находки пыльцы *Rumex sp.* с глубины 2,90 м, как сорняка на кислых почвах, а также *Artemisia sp.* и *Plantago sp.*

По палинологическим данным отложений скважины X-16 (рис. 2, 5), располагающейся в бухточке залива Вярска, там в течение голоцена до середины субатлантического климатического периода накопился торф. В настоящее время двухметровый слой древесного торфа залит водами глубиной 1,2 м. Ложа торфа 8,20 м выше дна скважины X-12. При этом торф, образовавшийся в пребореальном и бореальном климатическом периодах, характеризуется очень высокой или высокой степенью разложения. Накопленный в атлантическом периоде торф имеет очень низкую степень разложения, а торф суббореального и субатлантического возраста выше по разрезу — среднюю степень разложения. Торф покрыт маломощным (0,10 м) слоем торфяного ила, образующимся уже в

Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений скважины X-12. Анализы Р. Пиррус. Условные обозначения см. на рис. 3.

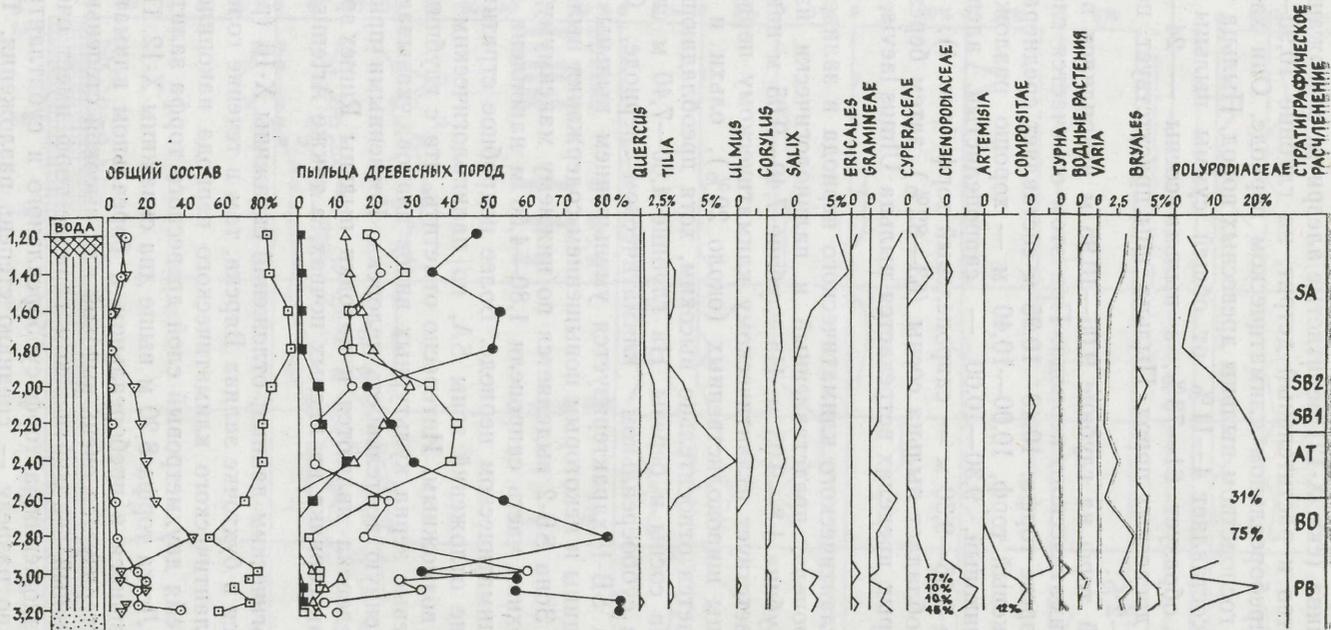


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений скважины X-16. Анализы Р. Пиррус.
Условные обозначения см. на рис. 3.

озерных условиях. Изменение степени разложения торфа, по всей вероятности, обусловлено изменениями уровня грунтовых вод и воды в заливе.

В пребореальном климатическом периоде, по меньшей мере в более глубоких частях впадины Вярска, распространялись мелководные озера. В то же время возвышенные части впадины могли быть заболоченными. На мелководность водоемов и заболачивание их окрестности указывает обилие растительного детрита в отложениях, присутствие в них пыльцы *Typha latifolia*, спор *Equisetum* и *Dryopteris thelypteris*, а также пыльцы таких водных растений, как *Myriophyllum verticillatum*, *M. spicatum* и реже *Potamogeton* sp.

Заболачивание в бореальном климатическом периоде расширялось, что подтверждается торфообразованием и в глубоких частях впадины залива Вярска. Распространялось мокрое тростниковое болото с *Typha latifolia*, *Dryopteris thelypteris* и местами ивовым кустарником.

Во второй половине бореального периода уровень воды в незначительной мере повысился, о чем свидетельствует внесенный в тростниковый торф алевритистый материал и содержание сапропеля, а также находки пыльцы *Nuphar luteum*.

В атлантическом климатическом периоде повышение уровня воды продолжалось, началось интенсивное накопление сапропеля, наблюдающееся и в настоящее время. С бореального времени уровень воды в Вярскаском заливе поднялся на 10 м. На тенденцию повышения уровня воды и в субатлантическом климатическом периоде указывает затопление торфяной залежи в бухточке Вярска (скв. X-16) водами в конце этого периода. В общих чертах рассматриваемые изменения уровня воды в заливе находят отражение и в степени разложения торфа на береговой зоне (скв. X-16).

Так как Вярскаский залив является в настоящее время частью Псковского озера, его геологическое развитие тесно связано с Псковско-Чудским озером в целом. К началу голоцена уровень воды в Псковско-Чудской впадине понизился столь значительно, что впадина Псковского озера и южная часть Чудского озера осушились и озеро сохранялось лишь в северной части впадины Чудского озера (Thomson, 1939). Во многих районах впадины сохранились остаточные озера. Таким остаточным заболоченным озером могла быть и территория залива Вярска в течение пребореального и бореального климатического периодов.

Благодаря неравномерному неотектоническому поднятию впадины Чудского и Псковского озер, которое в северной части было более интенсивным, чем в южной, воды начали двигаться к югу (Hausen, 1913). Поэтому с начала атлантического климатического периода развитие озера продолжалось в условиях неравномерного поднятия уровня воды. В настоящее время наступление вод к югу продолжается. В долинообразной впадине Вярска в первой половине атлантического климатического периода образовался залив.

Таким образом, высококачественный сапропель залива Вярска накоплен в течение почти 7500 лет в условиях повышения уровня воды Псковского озера. Палинологически изученные разрезы в пределах залива Вярска являются опорными для дальнейшего разъяснения геологического развития Псковско-Чудского озера.

ЛИТЕРАТУРА

- Вимба Б., Лапса Э., Андерсонс И. Химический состав и агрохимические свойства сапропеля залива Вярска Эстонской ССР, 1978. — Тр. ЛСХА, вып. 141, с. 26—32.
- Бамберг К. К., Вимба Б. Я. Использование латвийских сапропелей в сельском хозяйстве. — Тр. Свердловского с.-х. ин-та, 1968, вып. 17, с. 30—33.
- Hauser H. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. — „Fennia“, 34, 3, Helsingfors, 1913, 34, 3, 142 p.
- Thomson P. Ulevaade Eesti soodest. — «Eesti Loodus», VII, 1939, 2/3, lk. 90—98.
- Tsetshladze S. Väraska ravimuda. — «Eesti Loodus», 1970, 8, lk. 494—495.

VÄRSKA LAHE SAPROPEELIMAARDLA

R. PIRRUS, V. TASSA

Resümee

Väraska laht asub Pihkva järve loodeosas. Siin on Eesti NSV Geoloogia Valitsuse hüdrogeoloogia töörühm detailsete uuringutega kindlaks teinud suured (3,52 milj. m³) kõrgeväertusliku sapropeeli varud. Sapropeel on kasutatav heade raviomadustega ravimudana ja kompleksväetisena põllumajanduses. Artiklis esitatakse sapropeeli balneoloogiline iseloomustus (vt. ka tabelid 1—3). Käsitledes Väraska lahe setete geoloogilist ehitust, esitatakse uuritud sapropeeli leviku skeem (joon. 1, 2), geoloogilised läbilõiked (joon. 3) ning setete stratigraafiline liigestus palünoloogiliste uuringute alusel (joon. 4, 5).

Sapropeel on kujunenud Pihkva järve Väraska lahes viimase 7500 aasta jooksul alates atlantilise kliimaperioodi algusest kuni nüüdisajani.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut
Eesti NSV Geoloogia Valitsus*

ON THE SAPROPEL LAYER AT VÄRSKA

R. PIRRUS, V. TASSA

Summary

Väraska Bay is situated in the north-western part of Lake Pihkva. The detailed geologic studies carried out by the researchers of the Board of Geology of the Estonian SSR have revealed great sapropel supplies there (3.52 mil. m³). Sapropel is known to have good curative properties and can be used as curative mud. It may also serve as a complex fertilizer in agriculture. The paper presents the balneological and agrochemical characteristics of sapropel (see Tables 1—3). Together with the geological structure of Väraska Bay, also the scheme of the distribution of sapropel

О ГЕОЛОГИИ ОЗЕРА ЛАХЕПЕРА И СОСТАВЕ ЕГО ОТЛОЖЕНИЙ

Ю. ПААП, Р. ВЕСКИ, В. ПАЛУ

Несколько лет тому назад Ю. Паапом было высказано предположение, что в озере Лахепера могут присутствовать органогенные отложения значительной мощности. Проведенные предварительные исследования показали, что заявление это оправдано. Отложения озера, действительно, представляют большой теоретический и практический интерес. Приведенные в нашей работе предварительные, далеко не полные данные служат прежде всего для обоснования дальнейшей программы исследования геологии и химического состава отложений оз. Лахепера и могут быть использованы в ходе изучения озерных сапропелей Эстонии. В статье затрагиваются также некоторые общие вопросы изучения геологии озер Эстонии и химического состава их отложений.

Общие данные

Озеро Лахепера расположено в Восточной Эстонии на территории сельсовета Алатскиви Тартуского района, в 3,5 км на юго-восток от поселка Алатскиви (рис. 1). Оно известно также под названием Лахехярв.

Абсолютная высота озера — 30,4 м, длина — 2,64 км, максимальная ширина — 0,55 км (средняя 0,45 км), площадь — 102 га, глубина — 1,0—2,5 м. Наименьшие глубины современного озера приурочены к его приосевой части и составляют 1—1,5 м, нередко даже меньше.

Геологически само озеро и его отложения до сих пор не изучены. Данные лимнологического исследования несколько устарели (см. справочник «Eesti järved», Таллин, 1968, с. 176—178), поскольку озеро в течение последних десяти лет вступило в конечную фазу развития и интенсивно зарастает. Практически вся поверхность дна озера покрыта пышной донной растительностью, исключением является лишь узкая полоса у северо-западного берега.

На карте, составленной на основе полевых работ 1951 года («Eesti järved» № 36), заметно, что выхода растительности на поверхность воды в пределах открытой акватории не отмечается. То же самое подтвердилось при дешифрировании материалов аэрофотосъемки 1966 года. Однако в 1977 году при относительно низком уровне воды в озере растительность покрывала уже более 30% поверхности озера, образуя множество зеленых островков. При этом интенсивнее всего зарастала осевая, западная и юго-западная части озера, к которым приурочены минимальные абсолютные отметки минерального ложа (20—23 м) и максимальные мощности сапропеля (рис. 1, 4 и 5).

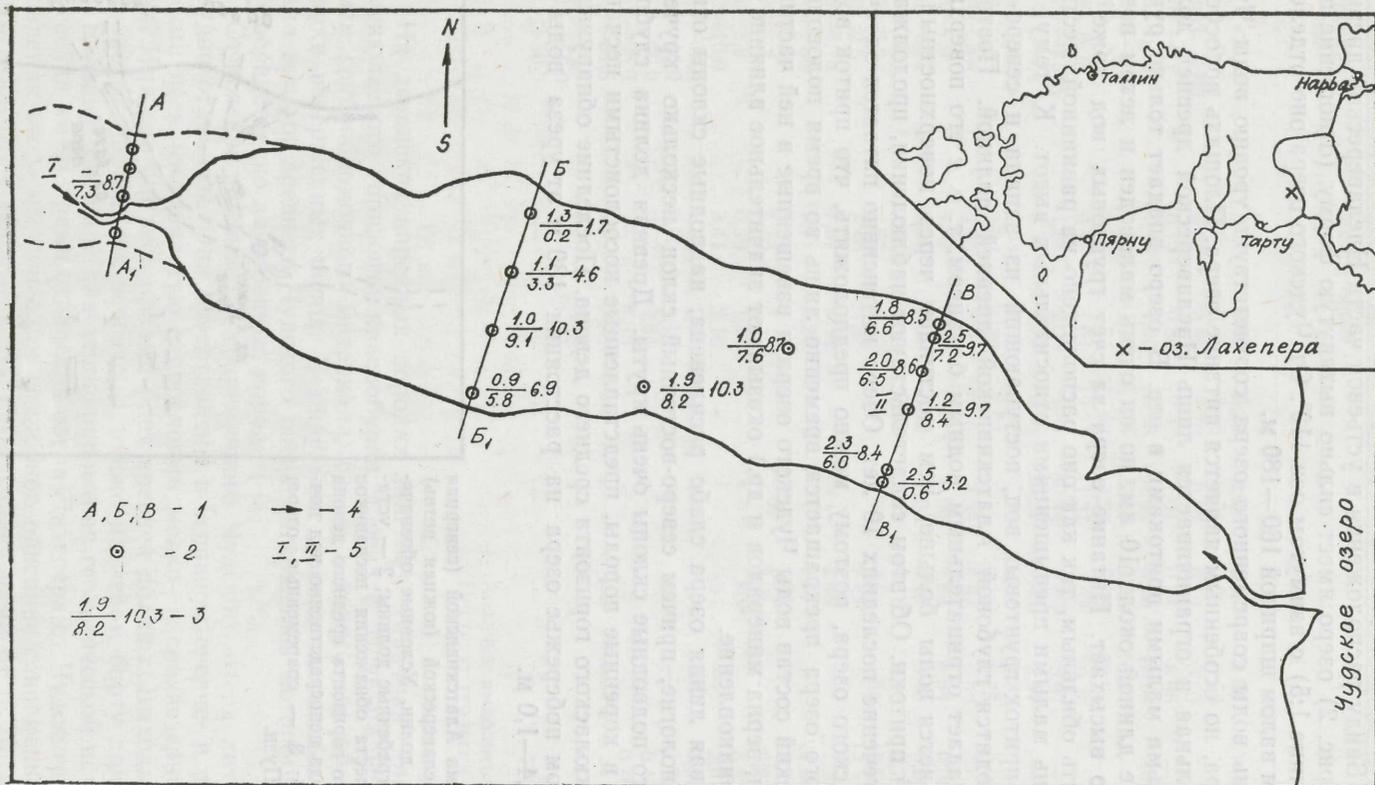


Рис. 1. Схема оз. Лахепера и расположения буровых скважин. Условные обозначения: 1 — геологические профили; 2 — скважины; 3 — верхняя цифра — глубина воды (м), средняя — глубина скважины, нижняя — мощность сапропеля; 4 — притоки воды; 5 — расположение описываемых в тексте разрезов.

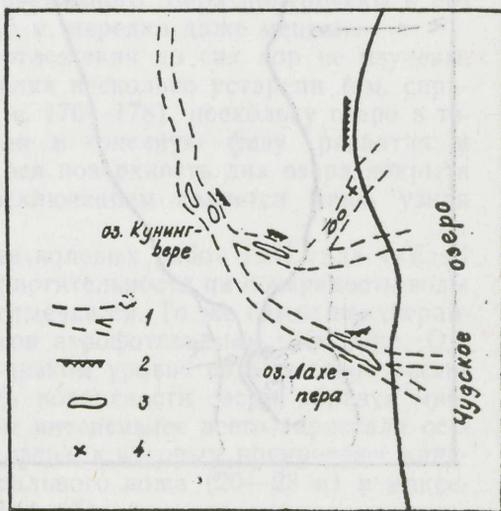
Геологическое строение и состав отложений

Озеро Лахепера расположено в западной части Чудской низменности, и соединяется с Чудским озером узким (8—10 м) и коротким (200 м) каналом. Ввиду расположения в устьевой части Наелавереской древней долины (рис. 2) озеро имеет сильно вытянутую форму (отношение ширины к длине 1:5) с азимутом оси 112°. От Чудского озера оно отделено береговым валом шириной 160—180 м.

Уровень воды современного озера соответствует уровню воды Чудского озера, но особенным является питание озера. Площадь водосбора незначительная и ограничивается лишь Наелавереской древней долиной и весьма малыми притоками в нее. В озеро впадает только ручей Наелавере длиной около 10 км, но он очень маловоден и летом почти полностью высыхает. Питание озера за счет грунтовых вод тоже не может быть обильным, так как оно расположено на равнинной местности с очень малыми превышениями относительных высот. К тому же основной приток грунтовых вод, поступающий из запада и северо-запада, отводится глубокой Алатскивической древней долиной. Поэтому озеро обладает отрицательным водным балансом, т. е. с его поверхности испаряется воды больше, чем поступает через поверхностный и грунтовый притоки. Об этом свидетельствуют наблюдения, продолжающиеся в течение последних 10 лет. Озеро интенсивно питается за счет воды Чудского озера, поэтому можно предположить, что приток воды из Чудского озера прекращается временно лишь во время половодья, а химический состав воды Чудского озера и взвешенные в ней частицы (планктон, зерна минералов и др.) оказывают значительное влияние на седиментонакопление.

Береговая линия озера слабо расчленена, надводные склоны относительно пологие, причем северо-восточный склон несколько круче и выше. Зато подводные склоны очень круты. Древняя долина глубоко врезается в коренные породы, представленные косослоистыми песчаниками арукюлаского горизонта среднего девона. Последние обнаружены на северном побережье озера на расстоянии 130 м от уреза воды на глубине 0,4—1,0 м.

Рис. 2. Схема Алатскивической (северная ветвь) и Наелавереской (южная ветвь) погребенных долин. Условные обозначения: 1 — погребенные долины; 2 — установленные места обнажения песчаников арукюлаского горизонта среднего девона или их выхода непосредственно под почвенный слой; 3 — современные озера; 4 — разрез Пузи.



Характерные гранулометрические спектры отложений современного берегового вала на западном побережье Чудского озера

Фракция, мм	Номера проб							
	1	2	3	4	5	6	7	8
<0,05	0,04	0,07	5,21	0,01	0,15	0,85	—	0,02
0,05—0,063	0,03	0,08	3,48	0,01	0,09	0,53	—	0,02
0,063—0,08	0,07	0,30	5,79	0,07	0,19	3,60	—	0,05
0,08—0,1	0,14	0,80	10,37	1,01	0,24	8,06	—	0,12
0,1—0,125	0,14	1,00	13,58	1,52	0,36	12,64	—	0,19
0,125—0,16	0,18	1,19	17,34	2,64	0,77	16,80	—	0,42
0,16—0,2	0,22	0,63	19,98	3,28	2,08	22,73	—	2,11
0,2—0,25	0,58	1,04	12,71	11,37	3,62	20,30	—	8,17
0,25—0,315	1,25	2,00	4,34	30,44	8,87	5,87	—	9,17
0,315—0,4	1,34	4,79	3,50	25,27	10,44	2,97	—	7,25
0,4—0,5	1,63	4,05	2,37	15,22	6,87	1,32	—	7,94
0,5—0,63	2,53	3,20	0,55	5,71	6,14	0,75	0,03	6,75
0,63—0,8	3,25	1,02	0,26	3,35	5,34	0,57	0,04	9,59
0,8—1,0	3,52	1,00	0,14	0,06	4,83	0,54	0,08	14,16
1,0—1,25	3,57	1,05	0,12	0,01	5,12	0,46	0,38	8,25
1,25—1,6	4,44	1,10	0,09	0,01	10,18	0,43	0,77	5,91
1,6—2,0	4,67	1,62	—	0,01	8,20	1,58	3,56	5,26
2,0—2,5	5,30	3,46	—	—	7,88	—	14,21	4,95
2,5—3,15	7,81	3,38	—	—	3,95	—	21,77	3,65
3,15—4,0	19,14	2,28	—	—	4,77	—	24,38	2,96
4,0—5,0	18,15	1,72	—	—	4,78	—	14,19	1,27
5,0—6,3	8,70	1,41	—	—	2,68	—	8,28	0,90
6,3—8,0	6,99	1,44	—	—	1,80	—	5,85	0,45
8,0—10,0	3,41	2,10	—	—	0,64	—	2,07	0,25
10,0—12,5	1,36	1,08	—	—	—	—	1,91	0,15
12,5—16,0	0,92	1,10	—	—	—	—	1,32	—
16,0—20,0	0,62	1,64	—	—	—	—	0,43	—
20,0—25,0	—	6,35	—	—	—	—	0,76	—
25,0—31,5	—	7,80	—	—	—	—	—	—
31,5—40,0	—	14,51	—	—	—	—	—	—
40,0—50,0	—	26,75	—	—	—	—	—	—
>50,0	—	—	—	—	—	—	—	—

Анализы выполнены Ю. Паапом
Институт геологии АН ЭССР

На девонских коренных породах залегает типичная для выходов арукюлаского горизонта краснобурая морена с очень малым содержанием грубообломочного материала, среди которого преобладают обломки изверженных пород. В ряде мест морена полностью абрадирована водами древнего Чудского озера, отложения которого залегают непосредственно на коренных породах.

Отложения древнего и современного Чудского озера литологически трудно отличимы. Они представлены в основном средне- и разномерными песками, зачастую с прослоями мелко- и среднезернистого гравия. Ими сложен весь правый борт древней долины. Выходы морены и девонских песчаников встречены только на левом борту долины.

Большое значение для дешифрирования геологической истории всего бассейна имеет время отделения озера Лахепера от Чудского. Для установления этого мы приводим подробное описание современного берегового вала, отделяющего озеро. Он изучался нами от р. Логина до дер. Омеду, т. е. на протяжении почти 40 км. Строение вала в принципе

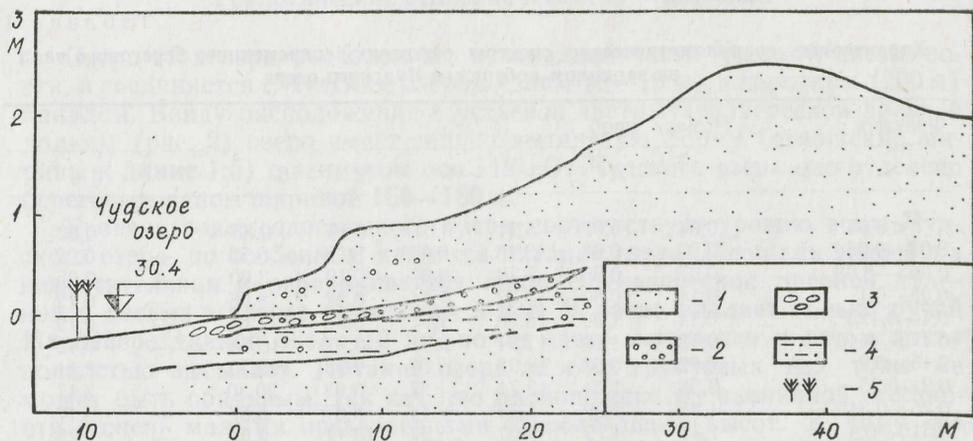


Рис. 3. Разрез берегового вала современного Чудского озера у оз. Лахепера. Условные обозначения: 1 — песок; 2 — гравий; 3 — галечник; 4 — алеврит; 5 — тростник.

однородное, однако он всюду сильно изменен человеческой деятельностью.

Характерный разрез берегового вала несколько севернее устья канала Лахепера приводится на рис. 3, гранулометрический и минеральный составы отложений характеризуются в табл. 1, 2 и на рис. 4. В указанном месте отложения берегового вала залегают непосредственно на размытых косослоистых красноцветных алевритистых песчаниках арукюлаского горизонта. Минералогические и гранулометрические анализы проводились нами с определением узких фракций (Паап, 1973).

Минеральное ложе озера сложено средне- и разноразмерными, относительно однородными плотными песками с некоторой примесью органического вещества. В заросшей северо-западной части озера непосредственно на минеральных отложениях залегают маломощный слой низинного торфа (табл. 3, интервал 8,42—8,55 м), подошва которого находится более 8 м ниже современного уровня воды в Чудском озере. Подстилающий слой торфа обнаружен только в заросшей части озера и выше абсолютной отметки 22 м. Известковые отложения нами не обнаружены.

Характерные разрезы отложений оз. Лахепера представлены в табл. 3. Скважина I расположена у северо-западного конца озера на трясине, в 5 м от уреза воды (рис. 1). Ложбина озера в данном месте узкая, ее наиболее глубокая часть (7—8,5 м) простирается в ширину всего на несколько десятков метров и находится немного севернее устья ручья. Скважина II расположена в юго-восточной части озера на оси ложбины озера, в 1,85 км от скважины I.

Профиль минерального дна и строение залежи отложений оз. Лахепера по линии В-В₁ (рис. 1) приводится на рис. 5. Относительно глубокий котлован озера заполнен органогенными отложениями (сапропелем), имеющими значительную мощность (от 6 до 8 м и более).

Макролитологически сапропель довольно однороден по всей исследованной акватории озера. Четко определяемые терригенные компоненты появляются только в самом нижнем слое мощностью 0,4—1,0 м. Остатки растений в основной толще сапропеля очень редки или полно-

Минеральный состав тяжелой подфракции проб, приведенных в таблице 1

Минералы	Фракции, мм													
	0,063—0,1						0,1—0,16							
	Номера проб													
	1	2	3	5	6	8	1	2	3	4	5	6	7	
Гематит, лимонит	4,0	2,9	10,5	6,6	3,2	4,1	5,2	2,1	19,6	2,0	8,3	6,2	1,3	
Пирит	1,8	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	
Магнетит, ильменит	19,6	36,2	49,0	26,6	32,6	29,8	34,4	61,4	21,5	54,8	22,1	31,2	19,7	
Лейкоксен	0,4	1,8	0,9	0,5	1,4	0,6	0,6	0,4	1,1	0,3	0,8	1,7	0,8	
Амфиболы	41,6	23,6	0,9	21,6	23,6	21,4	29,6	10,5	—	7,4	30,8	19,6	20,2	
Пироксены	1,8	2,2	—	1,6	1,6	1,6	2,0	0,7	—	0,2	2,9	1,8	1,3	
Биотит	2,6	—	11,4	2,5	0,6	0,5	4,0	—	23,7	—	1,5	1,5	—	
Гранаты	7,6	13,7	9,3	12,2	20,0	20,8	14,4	11,7	17,9	30,0	20,4	27,9	45,0	
Циркон	10,4	13,5	10,9	10,3	8,8	9,7	3,4	8,8	1,2	3,8	4,0	1,5	1,7	
Турмалин	0,4	1,0	2,1	—	1,0	0,9	0,4	0,4	5,4	0,3	0,2	3,3	2,0	
Ставролит	0,2	0,4	0,3	0,3	0,4	0,2	0,6	—	3,6	0,3	0,6	1,3	0,1	
Силлиманит	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	0,4	0,2	—	
Апатит	4,6	4,5	4,2	2,8	5,2	2,2	2,4	1,2	4,4	0,5	2,9	4,2	1,5	
Рутил	0,6	0,6	0,3	0,1	0,2	0,2	—	0,2	0,6	0,3	0,2	0,7	0,1	
Титанит	0,2	0,2	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Анализ	0,4	0,4	0,1	—	—	—	0,2	—	0,2	—	—	—	—	
Эпидот	0,6	1,0	—	0,3	1,2	0,2	0,8	—	0,7	—	—	0,4	0,2	
Даллит, коллофан	—	—	—	2,0	—	2,4	0,8	—	0,8	—	1,2	—	2,7	
Доломит	3,0	1,2	—	12,5	—	1,9	0,8	1,7	—	—	3,1	0,2	2,5	
Остальные минералы	—	0,4	—	0,1	0,2	3,5	0,2	0,2	—	—	0,2	—	0,8	
Содержание фракции	0,21	1,10	16,16	0,43	11,66	0,17	0,32	2,19	3,92	4,16	1,13	29,44	0,61	

Анализы выполнены М. Вийдинг
Институт геологии АН ЭССР

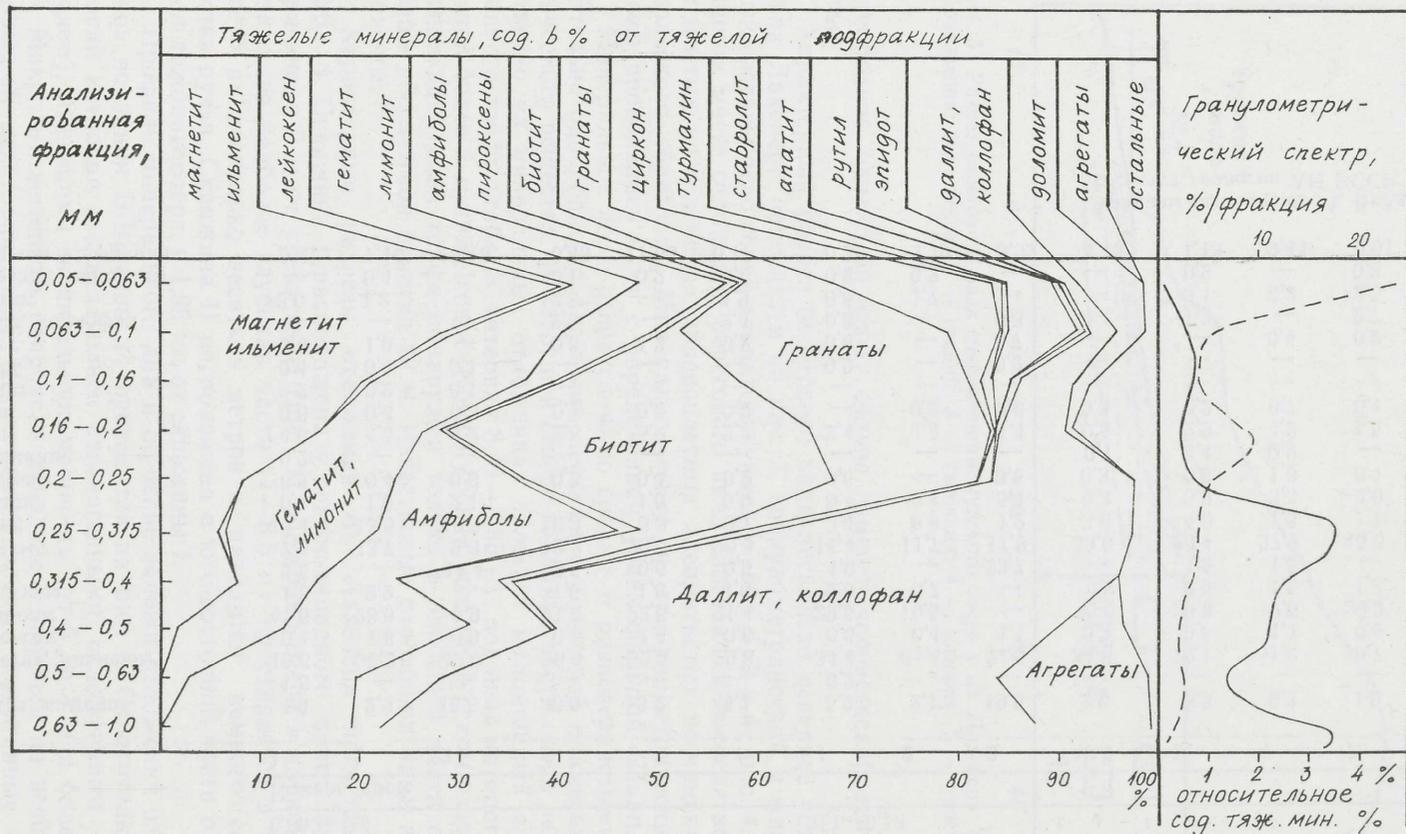


Рис. 4. Минеральный состав тяжелых минералов крупного алеврита и песка из пробы типичных отложений современного берегового вала Чудского озера. На правой стороне графика изображен гранулометрический спектр (сплошная линия) и соответственно выход тяжелых минералов (прерывистая линия), на левой — изменение сообщества тяжелых минералов в зависимости от крупности фракции.

Описание некоторых характерных разрезов сапропелей озера Лахепера

Интервал, м	Мощность, м	Описание отложений
Скважина I (см. рис. 1)		
0,00—0,16	0,16	торф травянисто-тростниковый, степень разложения 20%
0,16—0,33	0,17	торф тростниково-сфагновый, степень разложения 10%
0,33—0,61	0,28	торф тростниковый, степень разложения 20%
0,61—0,92	0,31	торф тростниковый, сапропелистый, степень разложения 55%
0,92—1,04	0,12	торф тростниково-пушицевый, сапропелевый, степень разложения 50%
1,04—1,08	0,04	сапропель с остатками растений, зеленовато-коричневый
1,08—1,29	0,11	торф тростниковый с остатками древесины, сапропелистый, степень разложения 50%
1,29—1,95	0,66	сапропель однородный с редкими остатками растений, коричневатозеленый
1,95—5,90	3,95	сапропель, как выше, без остатков растений, постепенно уплотняющийся
5,90—6,05	0,15	сапропель с редкими остатками корней растений и тростника
6,05—8,42	2,37	сапропель чистый, плотный, с глубины 7,5 м содержит отдельные фрагменты малакофауны
8,42—8,55	0,13	торф низинный, гипново-осоково-пушицевый, содержит фрагменты <i>Drepanocladus</i> sp., <i>Drepanocladus aduncus</i> и <i>Calliergon corifolium</i> и куски древесины (Ø до 12 мм). Степень разложения до 80%, зеленовато-черный, в нижней части содержит гнезда и линзы разнозернистого песка
8,55—8,65	0,10+	песок среднезернистый, хорошо отсортированный, серовато-бежевый
Скважина II		
0,00—1,20	1,20	вода
1,20—1,70	0,50	современная донная растительность
1,70—2,10	0,40	ил неконсолидированный, жидкий, черный
2,10—9,00	6,90	сапропель однородный, чистый без остатков растений, постепенно уплотняющийся, зеленовато-коричневый
9,00—9,20	0,20	сапропель однородный, содержит отдельные крупные зерна алеврита и единичные куски древесины
9,20—9,60	0,40	сапропель плотный, слоистый (слоистость выражена черновато-коричневыми и зеленовато-коричневыми прослойками и гнездами), содержит зерна алеврита и мелкопесчаные зерна мусковита
9,60—9,70	0,10+	алеваит сапропелистый, пестрый, плотный, содержит зерна разнозернистого песка и мелкого гравия, в нижних 2-х см появляются гнезда мелкозернистого серого песка

стью отсутствуют. Обломки древесины не обнаружены ни в одной скважине.

Палинологических данных и определений физического возраста отложений для оз. Лахепера пока нет. Для определения его немалый интерес представляет разрез погребенных под современным береговым валом органогенных отложений вблизи дер. Пузи (рис. 2). Геологические данные позволяют предположить, что отложения болота Аласоо в развилке древней долины Алаткиви и отложения оз. Лахепера имеют определенную генетическую связь. Поэтому рассмотрим этот вопрос несколько подробнее.

Схема западной части Алаткивиской древней долины приводится на рис. 2. Южнее оз. Кунингвере долина разветвляется на две части: Алаткивискую и Наелаверескую древние долины, которые четко прослеживаются в современном рельефе. В приустьевой части Алаткивиской древней долины расположено болото Аласоо, вытянутое вдоль долины. Оно имеет ширину около 1 км и длину более 2,5 км. Поверхность болота только немного выступает над современным уровнем Чудского озера. От озера болото отделено современным береговым валом, который прослеживается по всему западному побережью Чудского озера от р. Логина до дер. Омеду. Береговые валы, отделяющие оз. Лахепера и болота Аласоо от современного Чудского озера, несомненно, являются одновозрастными, т. е. отделение оз. Лахепера и погребение отложений болота Аласоо под береговым валом происходили более или менее одновременно. Следовательно, если мы определим время погребения болотных отложений под береговым валом, то оно будет и временем отделения озера Лахепера от Чудского.

Учитывая важность вопроса, мы приводим ниже детальное описание разреза Пузи (табл. 4) с палинологическими данными и определениями радиоуглеродного возраста разных слоев органогенных отложений. Отметим, что в скважине, пробуренной в 100 м западнее берегового вала, характер органогенных отложений мало чем отличается от тех, что вскрыты шурфом и буровыми скважинами под береговым валом. Только на глубине 4,0—4,8 м открыт слой озерной извести с содержанием остатков растений и малакофауны. Это вполне естественно, так как скважина вскрывает более глубокую часть бассейна седиментации, в котором озерные условия существовали продолжительное время. В то же время ни в одной скважине, пробуренной на оз. Лахепера, известкови-

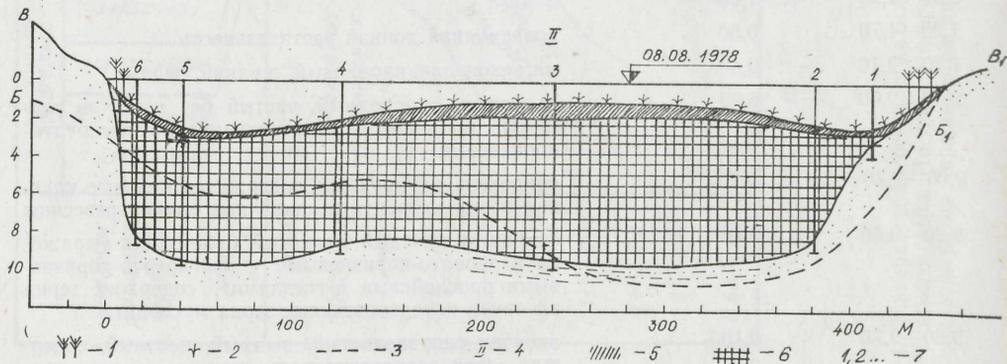


Рис. 5. Разрез отложений оз. Лахепера по профилю В—В₁. Условные обозначения: 1 — тростник; 2 — донная растительность; 3 — граница минерального дна по профилю В—В₁, совмещенная с профилем В—В₁; 4 — расположение разреза II, описанного в тексте; 5 — ил; 6 — сапропель; 7 — скважины.

Геологическое описание разреза Пузи

Интервал, м	Мощность, м	Описание отложений
0,00—0,02	0,02	почва песчанистая
0,02—0,06	0,04	песок среднезернистый с редкими зернами гравия, бежевый
0,06—0,27	0,21	песок средне- и крупнозернистый с несколькими маломощными прослойками погребенной почвы
0,27—0,97	0,70	гравий мелкозернистый, песчанистый, горизонтально-слоистый, бежевый
0,97—1,05	0,08	песок разнозернистый с гравием, серый
1,05—3,50	2,45	торф тростниковый, степень разложения 20%, в интервале 1,35—1,70 м содержатся крупные остатки древесины сосны; верхняя поверхность торфа волнистая со следами сильного размыва, с карманами, заполненными гравием и разнозернистым песком
3,50—4,20	0,70	сапропель торфянистый с остатками растений
4,20—4,30	0,10	сапропель с остатками растений
4,30—4,40	0,10	торф сапропелистый, содержится алеврит
4,40—4,65	0,15	алеvрит коричнеvато-серый
4,65—4,70	0,15+	песок мелкозернистый, серовато-коричневый

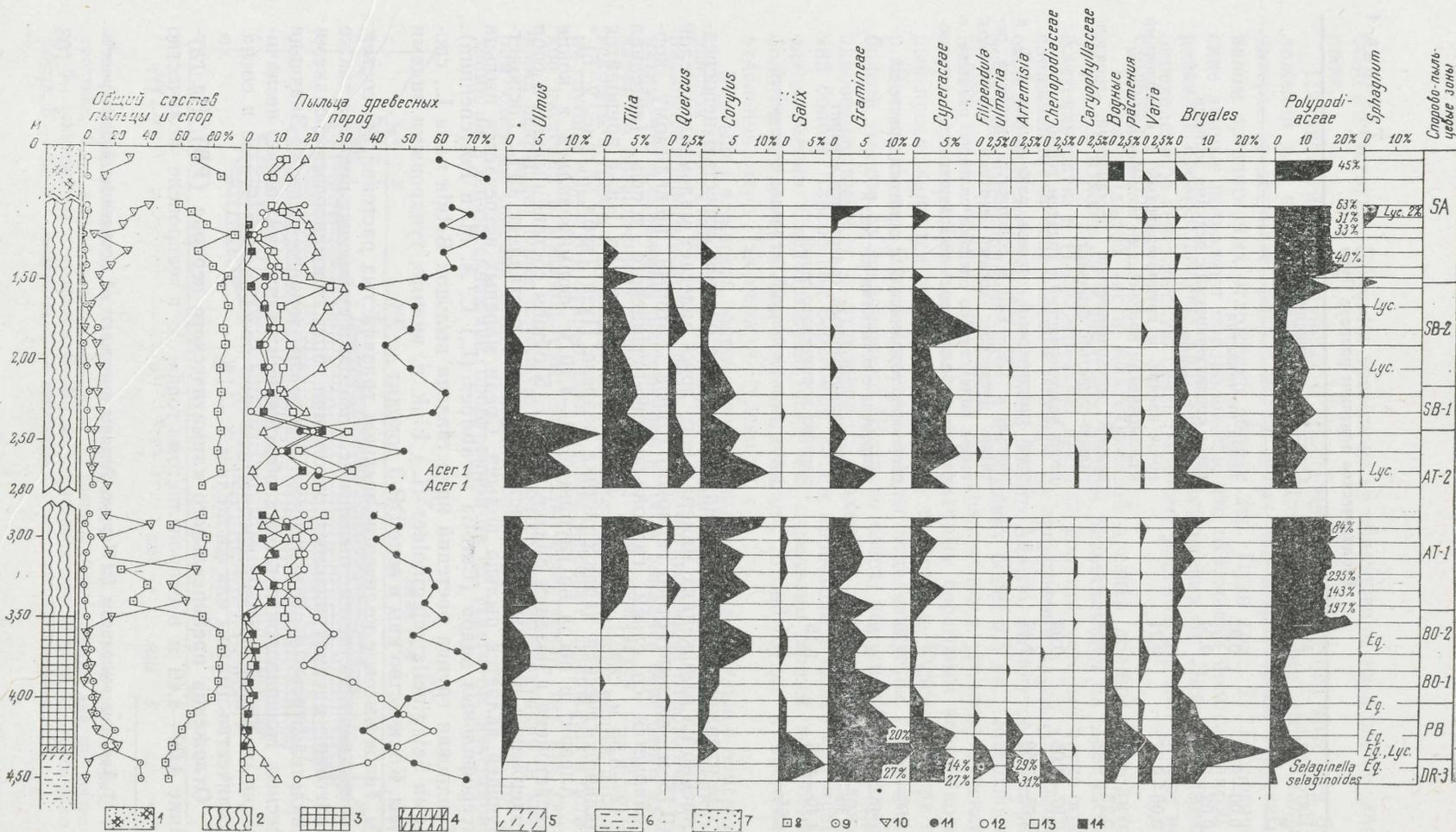
стые отложения нами не обнаружены. Под озерной известью непосредственно на отложениях минерального ложа залегает маломощный слой (0,15 м) алевритистого гипнового торфа, который, по-видимому, коррелируется со слоем гипново-осоково-пушицевого торфа (интервал 8,42—8,55 м, скв. 1, см. табл. 3) на дне оз. Лахепера. Ниже приводится палинологическая характеристика разреза Пузи (табл. 4, рис. 2, 6).*

Алеврит и песок на глубине 4,40—4,70 м формировались в конце плейстоцена в позднем дриасе (DR-3). В общем составе пыльцы и спор содержание пыльцы травянистых растений составляет 40%. Господствующей является пыльца польни. Среди маревых встречается пыльца ксерофильных видов (*Eurotia ceratoides* (L.) C. A. M. и *Polycnemon*). Тундровая группа растений представлена пыльцой *Betula nana* L., спорами *Selaginella selaginoides* (L.) Link. и, видимо, тундровыми видами ивы. Количество ивы в зоне DR-3 доходит до 7%.

Такое высокое количество пыльцы травянистых растений, их состав, совместное присутствие пыльцы ксерофитов и тундровых видов, а также залегание рассматриваемых отложений под голоценовыми осадками свидетельствует о правильности датировки данного разреза. Значение лесных группировок в период образования отложений было незначительным. Среди пыльцы древесных пород преобладают береза и сосна. Количество пыльцы ели составляет 7—11%.

Отложения пребореального климатического периода (РВ). На глубине 4,00—4,40 м в сапропелистом торфе и в сапропеле количество

* Анализы выполнены Р. Пиррус. Авторы выражают ей искреннюю благодарность.



пыльцы травянистых растений резко уменьшается и их видовой состав существенно изменяется. Содержание пыльцы полыни не превышает 2% и пыльца маревых составляет менее 1%. Пыльца ксерофильных видов маревых отсутствует. Преобладает пыльца злаков и осок. Разнообразным является видовой состав водных растений (*Potamogeton*, *Myriophyllum spicatum* L., *Nuphar luteum* (L.) J. E. Smith, *Sparganium*, *Typha latifolia* L.). Присутствует пыльца разнотравья (*Caryophyllaceae*, *Filipendula ulmaria* (L.) Max., *Umbelliferae*, *Cruciferae*, *Rosaceae*). Среди спор преобладают мхи и *Polypodiaceae*. Обнаружены споры *Equisetum* и водоросли *Pediastrum*. Встречаются и споры лесных видов плаунов (*Lycopodium clavatum* L., *L. complanatum* L.).

Взаимоотношение количества пыльцы древесных пород и травянистых растений указывает на развитие лесной растительности. Среди пыльцы древесных пород преобладает береза. Встречаются пыльца вяза (2%) и лещины (1—3%). Постоянно присутствует пыльца ивы.

Отложения бореального климатического периода. В сапропеле на глубине 3,50—4,00 м преобладает пыльца сосны. Содержание пыльцы березы составляет 20—35%. При изменении количества пыльцы ольхи и лещины выделяются зоны ВО-1 и ВО-2. В зоне ВО-2 появляется пыльца липы и ели. Среди травянистых растений господствует пыльца злаков и осок. Пыльца водных растений, споры гипновых мхов и *Polypodiaceae* присутствуют постоянно. Разнотравье представлено пылью *Caryophyllaceae*, *Rosaceae*, *Chenopodiaceae* (единично), *Artemisia* и др. Найдена пыльца видов сырых местообитаний семейства *Polygonaceae* (*Polygonum persicaria* L., *P. hydropiper* L.).

Отложения атлантического периода (на глубине 2,40—3,50 м). Зона АТ-1 выделяется в нижней части тростникового торфа глубже 2,70 м. Количество пыльцы широколиственных составляет 6—8%. Это главным образом пыльца вяза и липы. Содержание пыльцы ольхи составляет 13—25%, лещины — около 5%. Пыльца ели не превышает 10%. Преобладает пыльца сосны.

Среди травянистых растений наряду с пылью злаков встречается пыльца осоки, причем больше, чем в предыдущей зоне.

В большом количестве встречаются споры *Polypodiaceae* (до 295%). Высокое содержание их обусловлено, по-видимому, широким распространением *Dryopteris thelypteris* (A.) Gray на развивающейся сплавине зарастающего озера. Установлена и пыльца *Typha latifolia* L. и *Sparganium*.

На глубине 2,40—2,70 м одновременно повышается содержание пыльцы вяза, липы и дуба (сумма до 24%), а также ольхи (до 33%). Содержание пыльцы лещины колеблется в пределах 4—11%. Встречается пыльца *Acer platanoides* L. Количество пыльцы сосны падает, а спор *Polypodiaceae* уменьшается и образует не более 10%.

Отложения суббореального периода. В зоне SB-1 (на глубине 2,10—2,40 м) количество пыльцы широколиственных резко падает с уменьшением пыльцы вяза. Пыльца ели встречается в количестве 11—19%, а

Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Пузи. Условные обозначения: 1 — торфянистый песок, 2 — тростниковый торф, 3 — сапропель, 4 — торфянистый сапропель, 5 — гипновый торф, 6 — алевроитовые отложения, 7 — песок, 8 — пыльца древесных пород, 9 — травянистые растения, 10 — споры, 11 — сосна, 12 — ель, 13 — береза, 14 — широколиственные.

ольхи не превышает 15%. Среди травянистых распространена пыльца осоки. Спор *Polypodiaceae* содержится около 10%. Найдены также споры *Athyrium filix-femina* (L.) Roth.

В зоне SB-2 (на глубине 1,45—2,10 м) кривая пыльцы ели поднимается до 32%. По-прежнему преобладает пыльца сосны. Содержание пыльцы широколиственных (липы) и березы составляет 3—6%, пыльцы ольхи — около 14%. В составе пыльцы травянистых растений и спор существенных изменений не происходит.

Отложения субатлантического климатического периода (выше глубины 1,45 м). Они трудно поддаются расчленению, так как изменения в спорово-пыльцевом составе незначительные. Нижняя граница зоны SA проведена с учетом уменьшения количества пыльцы ели. Верхняя часть торфа с неизвестной мощностью отмыта водами Чудского озера.

Возраст отложений уточнен с помощью радиоуглеродного метода. Соответствующие датировки были выполнены в Институте геологии АН ЭССР под руководством Я.-М. Пуннинга.

Сапропель с глубины 3,80—3,90 м возрастом 8340 ± 70 (Тпн-32) образовался в середине зоны ВО-1 несколько раньше бореального максимума пыльцы сосны.

Самая верхняя часть сапропеля на глубине 3,50—3,60 м имеет абсолютный возраст 7745 ± 85 (Тпн-43) лет. По палинологическим данным отложения формировались в конце зоны ВО-2, на границе бореального и атлантического периодов.

Тростниковый торф на глубине 2,20—2,25 м возрастом 5935 ± 45 (Тпн-47) по палинологическим данным накопился в зоне SB-1. По данным других изучаемых разрезов (Сарв, Ильвес, 1971) отложения такого возраста принадлежат к зоне АТ-2. Имеющийся в нашем распоряжении спорово-пыльцевой материал не дает нам основания считать соответствующие отложения как формировавшиеся в атлантический климатический период.

Тростниковый торф на глубине 1,41—1,44 м имеет абсолютный возраст 2770 ± 50 (Тпн-61) лет и на глубине 1,14—1,17 м — 1270 ± 50 (Тпн-39) лет, совпадающий по спорово-пыльцевым данным с субатлантическим климатическим периодом.

Болото Аласоо, к которому относится разрез Пузи, образовалось в результате зарастания небольшого озера в древней долине Алатскиви после регрессии Псковско-Чудского бассейна в конце позднеледниковья (Раукас, Ряхни, 1969). Зарастание озера началось около 7745 ± 85 лет тому назад.

Начавшееся в этом районе в середине голоцена расширение Псковско-Чудского озера продолжается и в настоящее время. В пользу этого говорят также болотные и озерные отложения болота Аласоо, погребенные недавно (около 1270 лет назад) под береговым валом Чудского озера.

Характеристика сапропеля скважины II

Для предварительной химической характеристики сапропеля необходимо прежде всего определить содержание влаги, выход золы и минеральной углекислоты, а затем на основании этого оценить количество органического вещества (ОВ) по формуле

$$\text{ОВ} = 100 - \text{А}^с - \text{СО}_2 (\%),$$

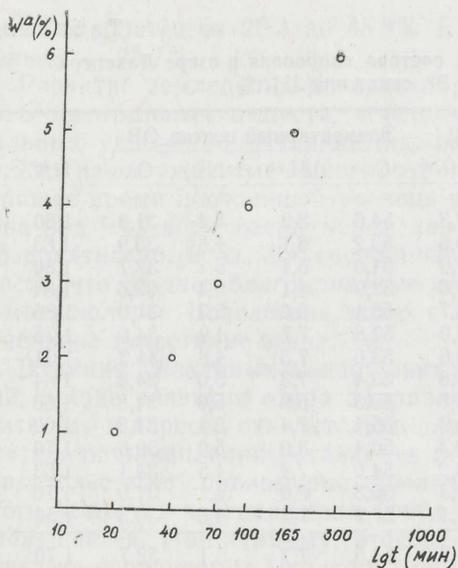


Рис. 7. Кинетика поглощения влаги сухим сапропелем в лабораторном воздухе в зависимости от времени.

где A^c — выход золы (в процентах на сухое вещество) и CO_2^c — содержание минеральной углекислоты (в процентах на сухое вещество).

Такой расчет органического вещества условный, поскольку сумма $A^c + CO_2^c$ не совсем точно отражает количество минерального вещества сапропеля. Г. Стадников (1933), например, исследуя горючие сланцы, установил, что при выходе золы более 10% точность такого определения ОВ снижается.

Точность определения ОВ, A^c и CO_2^c в сапропеле зависит от точности определения в нем влаги. В литературе имеется много сведений об относительности определения влаги в сапропеле по данным потери веса при высушивании, потому что различные соли в минеральной части сапропеля при высушивании склонны образовывать кристаллогидраты, не теряющие воду при температуре 105°C, которую в лабораторной практике увеличивать не рекомендуется. При повышении температуры начинается разложение карбонатов, а также улетучивание и разложение некоторых компонентов органического вещества (Веселовский, 1949). Для точности определения влаги рекомендуются различные прибавки, как Na_2CO_3 , NaF и др. (Кашинский, 1949).

Оптимальной навеской для определения влаги при 105°C одними авторами считается 2—3 г (Соколов, 1953), другими — не менее 5 г (Казаков, 1953). По мнению Казакова, в последнем случае для технического анализа можно ограничиться обезвоживанием пробы сапропеля при высушивании до постоянного (или минимального) веса. Автор рекомендует для научных исследований первоначально сушку пробы сапропеля при температуре не более чем 70—80°C в потоке азота.

Необходимость описания примененных при конкретном исследовании методов анализа указывалась еще П. А. Кашинским (1949). Однако на это не обращается должного внимания.

Лабораторные опыты с сапропелем оз. Лахепера показали, что высушенные при температуре 105°C пробы очень гигроскопичны. В качестве примера приведем кривую накопления влаги навески 0,8 г сухого

Общая химическая характеристика состава сапропеля в озере Лахепера
(рис. 1, профиль В-В₁, скважина II), %

Глубина, м	Влаж- ность	Ac	СО ₂	ОВ	Элементарный состав ОВ				
					С	Н	Н	О	Н/С
2,3 — 2,7	86,4	61,5	1,2	37,3	54,6	8,2	5,4	31,8	1,80
2,7 — 3,2	89,9	68,8	1,7	29,5	53,2	8,1	4,8	33,9	1,83
3,2 — 3,7	88,4	67,9	1,1	31,0	54,0	8,1	5,2	32,7	1,80
3,7 — 4,2	87,8	69,8	1,9	28,3	52,9	8,1	5,4	33,6	1,84
4,2 — 4,7	84,1	74,1	2,2	23,7	55,1	8,6	5,3	31,0	1,86
4,7 — 5,2	87,2	65,9	2,1	32,0	52,8	7,7	4,9	34,6	1,75
5,2 — 5,7	87,0	57,3	2,1	40,6	53,6	7,3	4,8	34,3	1,64
5,7 — 6,2	88,3	54,0	2,2	43,8	53,4	7,3	5,0	34,3	1,64
6,2 — 6,7	88,7	54,9	2,3	42,8	53,3	6,9	5,0	34,8	1,56
6,7 — 7,2	88,4	56,0	2,1	41,9	55,4	7,4	5,4	31,8	1,60
7,2 — 7,7	87,0	57,4	2,3	40,3	56,4	8,0	5,0	30,6	1,70
7,7 — 8,2	86,0	59,3	2,5	38,2	54,0	7,4	4,5	34,1	1,63
8,2 — 8,7	84,9	62,4	3,3	34,3	56,3	8,0	4,7	31,0	1,70
8,7 — 9,2	81,3	57,8	8,1	34,1	57,7	7,2	4,8	30,3	1,50
Среднее	86,8	61,9	2,5	35,6	54,5	7,7	5,1	32,7	1,70

Анализы выполнены В. Палу
Институт химии АН ЭССР

сапропеля (пробы из глубины 6,2—6,7 м), лежащего на дне открытого бюкса диаметром 50 мм при свободном доступе лабораторного воздуха (рис. 7). При перемешивании и измельчении сухой сапропель еще интенсивнее набирает влагу. Теоретически максимальное количество влаги, набираемое высушенной пробой сапропеля за определенное время, соответствует относительному содержанию влаги в воздухе помещения, в котором проводятся анализы. С учетом данного свойства сапропеля влага определялась в термостате при 105°C из навесок 5—7 г. Как только сухие куски сапропеля достигали постоянного веса, они переносились в тигли и взвешивались для определения выхода золы, анализ которой проводился при $825 \pm 25^\circ\text{C}$. Остальные анализы были проведены с измельченным, воздушно-сухим сапропелем определенной влажности.

Элементный анализ проведен на автоматическом анализаторе 185 CNH фирмы Hewlett Packard (США) в секторе инструментального анализа Института химии АН ЭССР. Для приблизительной оценки количества карбонатов применялся сравнительно простой метод обработки сапропеля соляной кислотой (Соколов, 1953). На основе расхода кислоты рассчитывалось содержание минеральной углекислоты. Данные приводятся в табл. 5 и на рис. 8.

В изученных пробах сапропеля оз. Лахепера содержание влаги колеблется в пределах от 81,3 до 89,9%. В данном разрезе оно остается относительно постоянным.

Сапропель мало содержит карбонатной углекислоты, только в самой нижней части разреза содержание ее резко повышается от 1—2% до 8%. Завышенная карбонатность нижних слоев донных отложений указывает на особые условия осадконакопления в начальных стадиях развития озера и согласуется с литологической характеристикой разреза Пузи, приведенной выше. Содержание органического вещества в сапро-

пеле колеблется от 28,3 до 43,8% и только в интервале 4,2—4,7 м его меньше — 23,7%.

Развитие земледелия на водосборе озера увеличивает привнос в водоем питательных веществ, в особенности растворенных в воде минеральных удобрений. Влияние их на эвтрофирование озера особенно сильно из-за уже отмеченного отрицательного водного баланса. В настоящее время постоянный уровень воды в озере держится за счет притока вод Чудского озера через канал и отложения берегового вала. Следовательно, в оз. Лахепера повышено содержание питательных веществ, что создает благоприятные условия для развития как микро- так и макрофлоры. Вследствие этого в настоящее время и происходит интенсивное зарастание озера.

Влияние указанных выше факторов, влияющих на осадконакопление, в ходе развития озера направленно изменялось. Можно предположить, что в первом, относительно длинном периоде развития озера условия осадконакопления оставались более или менее постоянными, о чем свидетельствует равномерно увеличивающееся содержание органического вещества в отложениях (табл. 5, рис. 8). Далее оно постепенно уменьшается. По-видимому, это связано с углублением водоема в результате переливания Чудского озера к югу. Резкий скачок в изменении состава отложений в интервале 4,2—4,7 м (рис. 8), вероятно, соответствует критическому моменту в развитии озера — его отделению от Чудского озера и переходу от условий открытого узкого залива к условиям относительно малого и мелкого внутреннего водоема с незначительным питанием и ограниченным водосбором.

Данные элементного анализа сапропеля (углерод, водород, азот и кислород) также указывают на сравнительное постоянство состава (табл. 5). Наблюдается определенная тенденция снижения атомарного

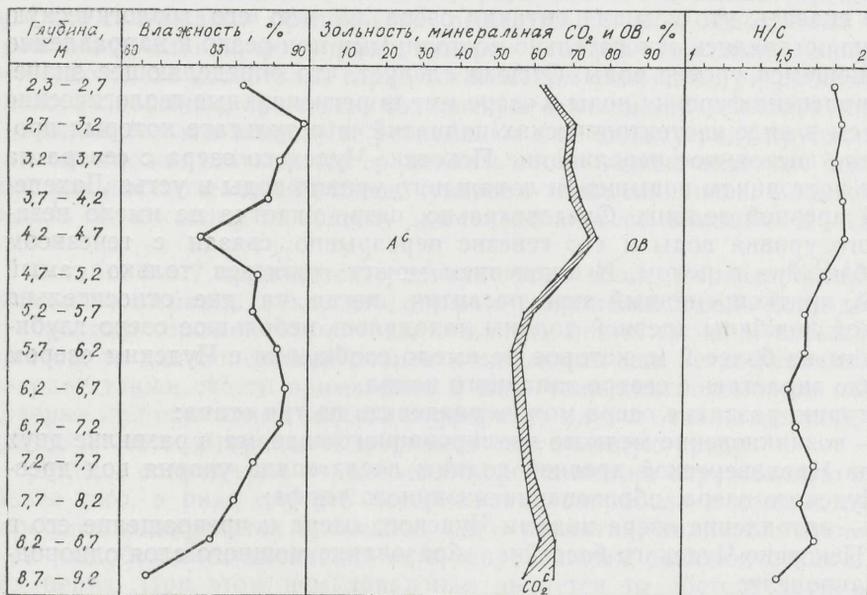


Рис. 8. Содержание влаги, органического вещества, минеральной углекислоты и выход золь сапропеля профиля II (см. рис. 1) в зависимости от глубины.

отношения водорода и углерода (Н/С) по мере увеличения глубины залегания сапропеля.

Относительно высокое содержание гетероатомов (азота и кислорода) даже в нижних слоях разреза дает основание предположить, что органическое вещество сапропеля в относительно большом диапазоне глубины мало изменилось. Если это так, то отношение органического и минерального вещества не могло существенно меняться за счет «механической» потери при химической эволюции органического вещества сапропеля. Уже сейчас можно предположить, что критическим моментам в эволюции озера соответствуют интервалы сапропеля 5,2—6,2 м и 4,2—4,7 м.

Высокое содержание азота и сравнительно большая однородность органического вещества сапропеля оз. Лахепера позволяют комплексно использовать его в сельском хозяйстве (и не только в качестве удобрения).

Обсуждение результатов

Изучение геологии и химического состава отложений оз. Лахепера натолкнуло авторов на многие проблемы, выходящие за пределы исследования одного конкретного геологического объекта. Однако ряд методических вопросов в данной статье уже рассмотрен.

Котлован озера формировался в течение длительного геологического времени в устье древней долины, его современная морфология в большей степени определяется древним рельефом и в меньшей процессами, происходившими в позднем плейстоцене и голоцене. Известно, что определяющее влияние на характер осадконакопления в озере оказывают изменения уровня воды и притока разных взвешенных и растворенных веществ. По литологической и химической характеристике отложений можно сказать, что условия питания озера за всю его геологическую историю оставались относительно постоянными при резко и направленно изменяющемся уровне воды. Отсюда следует, что определяющее значение в изменении уровня воды в озере имели региональные геологические процессы в виде неотектонических поднятий, в результате которых происходило постоянное переливание Псковско-Чудского озера с севера на юг при постоянном повышении локального уровня воды в устье Лахепераской древней долины. Следовательно, озеро никогда не имело независимого уровня воды и его генезис неразрывно связан с генезисом всего бассейна в целом. Исключением может являться только самый первый, кратковременный этап развития, когда на дне относительно глубокой ложбины древней долины находилось небольшое озеро глубиной воды не более 2 м, которое не имело сообщения с Чудским озером и начало зарастать с северо-западного конца.

Историю развития озера можно разделить на три этапа:

I — возникновение мелкого изолированного водоема в развилке двух рукавов Наелавереской древней долины после спада уровня вод древнего Чудского озера, образование низинного торфа;

II — затопление озера водами Чудского озера и превращение его в залив Псковско-Чудского бассейна, образование мощного слоя однородного сапропеля;

III — отделение от Чудского озера и переход в относительно самостоятельные условия развития при сохранении контролирующего влияния Чудского озера; продолжается накопление сапропеля, который мало

чем отличается от нижезалегающего; отделение оз. Лахепера от Чудского происходило не позднее чем 1270 ± 50 лет тому назад.

Сапропель оз. Лахепера имеет значительную и выдержанную мощность, он в основном однороден и постоянен по составу. В озере находится не менее 6 млн. м³ качественного сапропеля, потенциально пригодного для применения в различных целях. Ниже сравним его с другими известными месторождениями сапропеля Эстонии.

По запасам сапропеля оз. Лахепера занимает одно из ведущих мест среди крупнейших месторождений Эстонии. Помимо Чудского озера и оз. Выртсъярв большие залежи сапропеля установлены также в озерах Юлемисте, Сойтсъярв, Вейсъярв и Кахала (Вебер, 1964). Установленные запасы сапропеля в озерах Эстонии — 0,6 млрд. м³ — ввиду недостаточной изученности, на наш взгляд, не отражают действительного наличия сапропеля в озерах республики — истинные запасы его значительно больше.

По составу и качеству сапропель оз. Лахепера на редкость однородный. В сущности, все месторождение можно рассматривать как одно целое. Это намного упростит добычу сапропеля, для организации которой имеются благоприятные условия: озеро расположено в легко доступной местности с хорошо развитой сетью коммуникации; потенциальные потребители (хозяйства Тартуского, Йыгеваского и Пылваского районов) находятся поблизости; земли окружающих хозяйств не отличаются высоким плодородием, в хозяйствах постоянно испытывается недостаток как в органических удобрениях, так и в кормах; геологическая обстановка позволяет организовать добычу гидромеханизированным способом с малым уроном для земельных угодий и создает возможность проведения трубопроводов непосредственно к потребителям (например, для садоводческого совхоза Алатскиви).

Основное минеральное богатство республики составляют органогенные или содержащие органическое вещество полезные ископаемые (диктионемовый сланец, фосфориты, кукерсит, торф и сапропели). Они резко отличаются по свойствам, горно-техническим условиям, разработанным способам добычи и применению, степени изученности, объемом добычи, удельным весом в экономике республики и по целому ряду других показателей. Может статься, что сравнивать столь разные полезные ископаемые как диктионемовый сланец, кукерсит, торф, сапропель, а также подводить их к какому-то общему знаменателю, бессмысленно. Но так ли это?

В табл. 6 и 7 приводится сравнение ряда общих характеристик диктионемового сланца, кукерсита, торфа и сапропелей ЭССР. Если добыча кукерсита и торфа по отношению к запасам достигла значительных масштабов, то диктионемовый сланец и сапропель еще не добываются. Не находят также своего применения 2 млн. тонн диктионемового сланца, которые при ежегодной добыче фосфоритов идут в отвалы как побочный продукт, часто загораясь и загрязняя окружающую среду.

Добыча сапропеля в наименьшей мере влияет на окружающую среду. Более того, в ряде случаев исчерпывание сапропеля в озерах, сильно заросших и достигших последней фазы развития, является единственным способом восстановления их в рекреативных, рыбоводческих и других целях. При этом немаловажным является то обстоятельство, что добыча сапропеля не требует больших капиталовложений.

В Эстонской ССР до сих пор не обращается должного внимания на научное и практическое изучение озерных отложений, в особенности на

Сравнение общих характеристик органогенных полезных ископаемых Эстонской ССР

Характеристики	Единица измерения	Виды полезных ископаемых				
		диктионемовый сланец	кукерсит	торф		озерный сапропель
				низинный	верховой	
Возраст	стратигр. абсол., лет	0_1 490×10^6	0_2 470×10^6	голоцен $< 1 \times 10^4$	голоцен $< 6 \times 10^3$	голоцен $< 1 \times 10^4$
Продолжительность накопления	лет	1×10^6	$1,5 \times 10^6$	$7-10 \times 10^3$	$4-6 \times 10^3$	$8-10 \times 10^3$
Средняя мощность	м	3,0—4,0	2,8—3,2	1—2	3—5	3—6
Запасы	т	600×10^9	6×10^9	$1,5 \times 10^9$	$1,4 \times 10^9$	
	м ³				16×10^9	$> 0,6 \times 10^9$
	ОВ, т	100×10^9	$2,5 \times 10^9$	$1,2 \times 10^9$	$1,3 \times 10^9$	$> 0,05 \times 10^9$
Площадь распространения	га	$1,2 \times 10^6$	$0,6 \times 10^6$		$0,93 \times 10^6$	$0,2 \times 10^6$
	% от ЭССР	26,7	13,6		20,7	4,7
Разработка (добыча)	т в год	2×10^6	30×10^6	$1,2 \times 10^6$	$1,6 \times 10^6$	—
Влияние добычи на окружающую среду	оценка	сильное	сильное	среднее	среднее	слабое
Расходы на рекультивацию	оценка	большие	большие	средние	средние	незначительные
Восстановление природной обстановки	оценка	медленное	медленное	медленное	медленное	быстрое

Некоторые показатели основных видов органогенных полезных ископаемых Эстонской ССР; %

Показатели	Дактионемовый сланец	Кукерсит	Торф		Озерный сапропель	
			низинный	верховой	средние значения	оз. Лахепера (средние данные)
Влажность			60	60	60—97	86,8
Зольность	80—82	32—55	1,6—4	0,6—2	4—85	61,9
СО ₂	0,2	11—24				2,5
ОВ на сухое вещество	15	23,2—51,4			15—96	35,6
C	68,5—76,0	77,1—77,8	49,6—56,0	45,6—55,3	52—56	54,5
H	6,6—7,8	9,5—9,8	6,0—6,5	6,0—6,5	6,0—7,5	7,7
N	1,9—3,3	0,3—0,4	1,1—2,2	0,4—0,9	3,5—6,0	5,1
S	1,6—2,5	1,4—3,1			5	
O	12,2—20,4	9,7—10,2	33,4—37,2	36,6—44,5	25,5—39	32,7
H/C	1,2—	1,5	1,4	1,4—1,6	1,3—1,7	1,7
C/N	24—47	225—302	26—59	59—161	10—20	12,5

перспективу их практического применения в сельском хозяйстве. Здесь уже в ближайшем будущем свое слово должны сказать геологи и химики.

Основные выводы

Основные результаты проведенных нами исследований на озере Лахепера сводятся к следующему:

1. Оз. Лахепера развивалось неразрывно от Псковско-Чудского бассейна и в его отложениях заключены важные этапы развития всего бассейна.

2. Методика геологического и химического изучения озерного сапропеля республики требует доработки.

3. Сапропель республики изучен недостаточно и, по существу, не подготовлен для добычи и практического применения.

4. Потенциально озерный сапропель может в условиях ЭССР занять существенное место в экономике республики, особенно в сельском хозяйстве. В большинстве случаев добыча их одновременно оздоравливает природную обстановку и повышает продуктивность экосистем (рыбное хозяйство и др.).

5. Оз. Лахепера по своим горно-техническим и геологическим условиям, а также по составу отложений и количеству запасов является одним из наиболее перспективных месторождений сапропеля Эстонии.

6. По своим геологическим условиям и составу отложений оз. Лахепера может служить полигоном для углубленного изучения сапропеля в целях определения возможностей его комплексного применения в народном хозяйстве.

*Академия наук Эстонской ССР
Институт геологии
Институт химии*

ЛИТЕРАТУРА

- Веселовский Н. В. Определение общего содержания воды в лечебной грязи. В сб.: Мате-лы совещания по методике анализа илов (лечебной грязи). М.—Л., изд-во АН СССР, 1949, с. 4—7.
- Вебер К. Сапропелевые месторождения Эстонской ССР. — В кн.: Сапропелевые месторождения СССР. М., 1964, с. 310—334.
- Казаков Е. И. Методика компонентного анализа органического вещества сапропелей. В сб.: Методика изучения сапропелевых отложений, вып. 1. М., изд-во АН СССР, 1953, с. 30—48.
- Кашинский А. А. Об унификации методики анализа илов (лечебной грязи). В сб.: Мат-лы совещания по методике анализа илов (лечебной грязи). М.—Л., изд-во АН СССР, 1949, с. 27—35.
- Паал Ю. Размерные гранулометрические шкалы и их теория. — «Изв. АН СССР. Хим., Геол.», 1973, т. 22, № 1, с. 72—80.
- Раукас А., Ряхни Э. О геологическом развитии впадины и бассейнов Чудского и Псковского озер. — «Изв. АН ЭССР. Хим., Геол.», 1968, т. 18, № 2.
- Сарв А. А., Ильвес Э. О. Геохронология и стратиграфия голоценовых озерно-болотных отложений Эстонии. В сб.: Палинология голоцена. М., 1971.
- Соколов Д. Ф. Определение неорганических компонентов в сапропелях. В сб.: Методика изучения сапропелевых отложений, вып. 1. М., 1953, изд-во АН СССР, с. 87—121.
- Соколов Д. Ф. Суммарное определение легкогидролизуемых соединений азота, углерода и фосфора в сапропелях. В сб.: Методика изучения сапропелевых отложений, вып. 1. М., изд-во АН СССР, 1953, с. 122—129.
- Стадников Г. Л. Анализ горючих сланцев. Л., Гостоптехиздат, 1933.
- Eesti järved. Tallinn, «Valgus», 1968, 548 lk.

LAHEPERA JÄRVE GEOLOOGIAST JA SELLE SETETE KOOSTISEST

Ü. PAAP, R. VESKI, V. PALU

Resümee

Lahepera järv asub Ida-Eestis Tartu rajoonis Alatskivi külanõukogu territooriumil. Geoloogiliselt on see järv seni uurimata. Ka setete koostise ja lasuvustingimuste kohta puudusid seni andmed.

Esitatavas töös tuuakse esmakordselt andmeid Naelavere ürgoru suudmes paikneva Lahepera järve geoloogilise ehituse ja selle nõgu täitvate setete (sapropeeli) keemilise koostise kohta. Autorid on jõudnud järgmiste üldiste järeldusteni: Lahepera järve areng on lahutamatu seotud kogu Pihkva-Peipsi basseini arenguga; järvesapropeelide geoloogilise ja keemilise uurimise meetodika vajab täiendamist; Eesti NSV sapropeele on seni uuritud puudulikult ja sisuliselt pole nad tootmise organiseerimiseks ja praktiliseks kasutamiseks ette valmistatud; potentsiaalselt võib järvesapropeelidel Eesti NSV tingimustes olla oluline koht kogu vabariigi majanduses, seda eriti põllumajanduses, nende tootmine oleks kasulik ka loodusliku keskkonna tervistamise seisukohalt; Lahepera järv kujutab endast oma mäetehniliste ja geoloogiliste tingimuste, sapropeeli koostise ja varude hulga (ca 6 milj. m³) poolest ühte kõige perspektiivsemat Eesti NSV maardlat; geoloogiliste tingimuste, lasundi ehituse ja setete koostise poolest võiks Lahepera järv olla polügooniks järvesapropeelide süvendatud uurimisel nende rahvamajandusliku kasutamise eesmärgil.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut
Keemia Instituut*

ON THE GEOLOGY OF THE LAHEPERA LAKE AND THE COMPOSITION OF ITS DEPOSITS

Ü. PAAP, R. VESKI, V. PALU

Summary

The paper deals with the geology of the Lahepera Lake (eastern Estonia) and on the chemical composition of its deposits (organic sediments) for the very first time. The authors have reached the following main conclusions; the development of the Lahepera Lake is inseparably connected with the development of the Pihkva-Peipsi basin; Estonian lake sapropel has been studied insufficiently, although under the conditions of the Estonian SSR, they might be of a great importance for the economy of the Republic, especially for agriculture.

Lahepera Lake contains one of the most perspective deposits of sapropel in the Estonian SSR according to its geological condition, chemical composition and amount of reserves (6×10^6 m³).

*Academy of Sciences of the Estonian SSR
Institute of Geology
Institute of Chemistry*

О ПРОБЛЕМАХ ИЗУЧЕНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ПСКОВСКО-ЧУДСКОЙ ВПАДИНЕ

А. МИДЕЛ

Изучение геологического развития Псковско-Чудской впадины представляет большой интерес для представителей разных наук. В ее сложной истории развития немаловажную роль сыграли неотектонические движения земной коры. Несмотря на то, что общие черты их известны, имеется ряд малоизученных проблем, затрудняющих как выяснение самих движений, так и полноту восстановления истории развития впадины в неоген-четвертичное время.

Как известно, о неотектонических движениях, происходивших во впадине, в частности в неогеновое, ранне- и среднечетвертичное время, данных почти нет. До сих пор еще не ясны возрастные взаимоотношения погребенных долин и величина ледниковой экзарации в них. Опираясь на немногочисленные сведения по изучению неотектоники в Эстонии и соседних с ней территориях (Орвику, 1960; Асеев, Благоволин и др., 1972), можно предположить, что в неогене и в раннечетвертичное время впадина испытывала в основном восходящие движения земной коры. В течение четвертичного периода тектонические движения имели, вероятно, колебательный характер, что было обусловлено чередованием ледниковых (ледниковой нагрузки) и межледниковых (ледниковой разгрузки) периодов. Таким образом, в первом случае преобладали нисходящие, и во втором — восходящие движения земной коры.

По геофизическим данным (Вахер, 1972; Побул, Сильдвэ, 1973, 1975 и др.) впадину Псковско-Чудского озера можно разделить на две части, значительно отличающиеся друг от друга. В северной части ее преобладают тектонические нарушения преимущественно северо-восточного и меридионального простирания, а в южной части — ряд крупных зон северо-западного простирания. Все эти нарушения разделяют кристаллический фундамент на отдельные блоки, которые, вероятно, испытывали перемещения и изгибовые деформации не только в докембрии, но и позже, под влиянием тектонических напряжений, вызванных каледонским и герцинским орогенезами. В настоящее время эти структуры фундамента являются в основном отмершими, но не исключено, что некоторые из них могли активизироваться в плейстоцене и испытывать движения разного знака до настоящего времени.

По мнению ряда исследователей (Хейнсалу, Сильдвэ, 1971; Ряхни, 1973 и др.), об этом свидетельствуют приуроченность различных ледниковых форм рельефа (конечная морена Куремяги — Каяк, 1963; конечная морена Синие горы — Каяк, 1963; Мийдел и др., 1969; ряд озв — Хейнсалу, Сильдвэ, 1971; Ряхни, 1973 и т. д.) и источников трещинно-

карстовых вод к зонам дробления, трещиноватости, разломов и т. п., установленным в палеозойских породах и кристаллическом фундаменте обычно на границах блоков разного ранга.

Б. Можаяв (1971) выделил геоморфологически аномальный район в верхнем течении р. Нарвы, в окрестностях Пермискюла, Кондуши и Радовели, где в современном рельефе и на поверхности коренных пород имеется возвышение. По данным Б. Можаява, в коренных породах развита тектоническая трещиноватость разных направлений (азимуты $310-325^\circ$, $350-355^\circ$ и $50-55^\circ$) и в русле реки видны микроуступы по азимутам $352-353^\circ$, $8-12^\circ$ и $51-53^\circ$. Учитывая характер долины р. Нарвы — ее сужение, увеличение падения, наличие обнажений коренных пород и т. д., изменение высот озерно-ледниковых террас у Кондуши и другие признаки, Б. Можаяв рассматривает этот район как новейшее поднятие. Нельзя не отметить, что в залегании коренных пород существенных отклонений от нормального не обнаружено. Автор отмечает, что сущность геоморфологической аномалии пока не ясна.

Следует отметить предположение Э. Ряхни (1963) о том, что северная часть впадины, в частности окрестность Роостоя, отличается более интенсивным поднятием, чем соседние районы. Однако вывод Э. Ряхни основывается на изучении ленточных глин в разрезах Поповки, Роостоя и Пылула, расположенных далеко друг от друга, причем сплошное распространение ленточных глин между первыми двумя разрезами не установлено. Поэтому вопрос о локальном поднятии Роостоя, а также о быстром поднятии берега Чудского озера между пос. Раннапунгерья и с. Раадна (Ряхни, 1973) нуждается в дальнейшем изучении.

Многие исследования (Пярна, 1962; Ряхни, 1965; Исаченков, 1967, 1969; Раукас, Ряхни, 1969; Либлик, 1969 и др.) показывают, что наиболее ценные данные о характере позднего и послеледниковых движений земной коры можно получить с помощью изучения древних береговых образований водоемов, образовавшихся в Псковско-Чудской впадине в позднего и послеледниковое время, но и здесь возникают определенные трудности. При составлении спектров древних береговых образований использовались различные азимуты поднятия древних береговых образований. А. Мийлер (Mieler, 1926, 1929) принимал за азимут наиболее интенсивного поднятия земной коры 345° . К. Пярна установил, что наиболее приемлем азимут 335° , а для более молодых береговых образований Балтийского ледникового озера — азимут 326° .

О трудностях сопоставления разных уровней приледниковых озер говорит также факт, что нередко палеогеографические схемы составлялись без учета поднятия земной коры в южной части впадины (Раукас, Ряхни, 1969; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Т. Либлик (1969) использовала азимут поднятия 326° , при этом она отметила, что изученные ею береговые образования образовались в конце позднеледникового времени и в начале голоцена, когда уровень воды приледникового оз. Пейпси понизился до уровня Малого Пейпси. По Т. Либлик, эти уровни значительно моложе высоких уровней приледниковых озер, установленных Э. Ряхни (Rähni, 1961), и, очевидно, кроме 2—3-х самых низких, все же древнее уровня V_3 Балтийского ледникового озера. Это подтверждается данными К. Маркова (1931), К. Пярна (1962) и Э. Саммета (1965) о высотах Балтийского ледникового озера в северной части впадины. Если учесть данные Э. Саммета (1965) о высоте максимального уровня П Балтийского озера, соответствующего уровню фазы V_3 Балтийского приледникового озера в Эстонии (Пярна, 1962), то у истоков

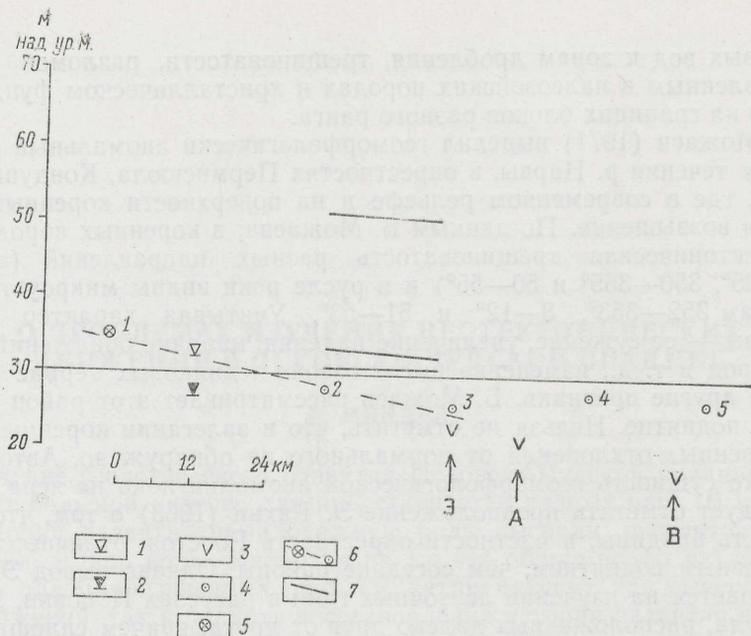


Рис. 1. Спектр поднятия (при азимуте 326°) некоторых элементов геоморфологии Псковско-Чудского озера. 1 — расположение земной поверхности у с. Яама (истоки р. Нарвы); 2 — расположение максимального уровня II Балтийского озера Э. Саммета у с. Яама; 3 — расположение дна р. Суур-Эмайыги (Э), р. Ахья (А) у с. Ляэнисте, р. Выханду (В) у пос. Ряпина; 4 — расположение границы V_1/AT_2 в разрезе Аласоо (2), Савику (3), о-ва Городища (4) и в устье р. Ровья (5); 5 — расположение озерной равнины у с. Раадна; 6 — предполагаемый уровень озера в атлантическое время; 7 — древние уровни, установленные Т. Либлик (показаны только самый высокий и два самых низких уровня).

р. Нарва она оказалась бы на 27 м выше уровня моря (рис. 1). Значит, воды Балтийского приледникового озера во время ее фазы V_3 в котловину Чудского озера не проникали. Если проследить уровни по принципу Т. Либлик (1969), с помощью их градиентов до линии г. Нарва — устье р. Раннапунгерья, то абсолютные высоты этих уровней были бы там сверху вниз следующими: 52—53 м, 51, 47, 43, 40, 37, 35 и 31 м. Следовательно, водоемы с такими уровнями, кроме 2—3-х самых низких, должны были быть открытыми, т. е. иметь связь с существующими в Финском заливе водоемами. Наверное это были какие-то фазы приледникового озера, образовавшегося после отступления ледника с Псковско-Чудской впадины во впадину Финского залива.

При данном уровне наших знаний судить о характере позднеледниковых движений земной коры можно, главным образом, на основе градиентов поднятия древних береговых образований, приведенных в работах А. Раукаса и Э. Ряхни (1969), Т. Либлик (1969), А. Раукаса, Э. Ряхни и А. Мийдела (1971). Если допустить, что уровни Чудского приледникового озера Ре-I — Ре-IV действительно намного древнее, чем уровни Чудского озера, установленные Т. Либлик (1969), то придется признать, что интенсивность поднятия в северной части впадины уменьшилась очень быстро. По А. Раукасу и Э. Ряхни (1969), спектр поднятия уровня Ре-I и Ре-II имеют градиенты порядка 55—65 см/км,

а более молодые уровни, по Т. Либлик (1969), имеют градиенты только от 4—6 до 8—9 см/км. Судя по данным Х. Кессел и А. Мийдела (1973), эти градиенты, а следовательно, интенсивность поднятия земной коры, сравнимы с градиентами береговых линий конца Литоринового и начала Лимниевского морей.

Пока совсем не ясна также величина позднеледникового поднятия в южной части впадины, т. е. в районе Псковского озера. Для решения этой проблемы особый интерес представляют результаты исследований речных долин Южной Эстонии (Liblik, 1966; Migu, 1970;* Sokman, 1971**). По этим работам в долинах рек Ахья, Выханду и Пиуза установлены террасы, имеющие в нижнем течении почти одинаковые абсолютные высоты: например, первые террасы с высотами от 32 до 34 м, вторые — на высоте 35 м, третьи террасы — на высоте от 36,5 до 37 м и т. д. Наиболее вероятно предположение, что близкие по абсолютной высоте террасы — одновозрастны. Если это так, то южная часть впадины, не подвергавшаяся поднятию, была в позднеледниковое время весьма стабильной. По К. Пярна (1962), береговые образования крупных приледниковых озер и Балтийского ледникового озера юго-восточнее г. Тарту расположены почти горизонтально, что, по нашему мнению, также объясняется незначительным участием тектонических движений в развитии рельефа Юго-Восточной Эстонии в позднеледниковое время.

Резюмируя краткий обзор о позднеледниковых движениях земной коры во впадине, нужно отметить, что едва ли возможно добиться дальнейшего прогресса, прежде чем не будет выяснен азимут наибольшего поднятия и проведено надежное сопоставление древних береговых образований ледниковых озер на западном и восточном берегу Псковско-Чудского озера. Это позволит составить единый спектр древних береговых образований, охватывающий все уровни, развитые во впадине в позднеледниковое и голоценовое время.

Многие исследователи предполагают, что в конце позднеледникового времени или в начале голоцена южная часть впадины представляла собой в большей или меньшей мере сушу (Орвику, 1960; Kajak, 1964; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971 и др.). Судя по результатам спорово-пыльцевых анализов болота Аласоо, болота вблизи устья р. Ровья (Мийдел и др., 1972; *** Мийдел и др., 1975) и р. Суур-Эмайги (Сарв, Ильвес, 1975), южная и средняя части впадины освободились от вод приледникового озера уже в конце позднего дриаса. Только северная часть впадины более занята водами Малого Пейпси (Orviku, 1959; Раукас, Ряхни, 1969 и др.). Данные изучения речных долин и болот показывают, что уровень воды понизился в окрестностях устья р. Суур-Эмайги не менее, чем на 6 м (Thomson, 1939), в нижнем течении р. Выханду — на 10 м, а возможно даже на 13 м (рис. 1) — в зависимости от того, являются залегающие под торфом мелкозернистые пески аллювиально-озерными или озерными (Мийдел, 1966). Строение долин северной части впадин указывает на то, что здесь уровень озера в позднеледнико-

* Migu, L. Ahja jõe oru geomorfoloogist. Дипл. работа. Каф-ра физ. геогр. ТГУ. Тарту, 1970.

** Sokman, A. Võhandu jõe alamjooksu oru ja selle ümbruse geomorfoloogist. Дипл. работа. Каф-ра физ. геогр. ТГУ. Тарту, 1971.

*** Мийдел А. М., Паап Ю.-А. А., Пиррус Р. О., Раукас А. В., Ряхни Э. Э., Сарв А. А. Геологическое строение и развитие Чудского и Псковского озер. Таллин, 1972. Ин-т геол. АН ЭССР (рукопись), 388 с.

вое время и в голоцене никогда не был ниже современного уровня Чудского озера (Мийдел и др., 1975).

Высота береговых образований Малого Пейпси и северной части впадины пока точно не известна. Вероятнее всего, что с какой-то фазой этой стадии можно связывать хорошо выраженные и геоморфологически явно молодые береговые образования у Раадна (вблизи Раннапунгерья), перед которыми расположена терраса, местами заболоченная, с абсолютной высотой около 35—36 м. По данным спорово-пыльцевого анализа Р. Пиррус, маленькое болото, расположенное на этой озерной террасе у Раадна, началось развиваться в конце атлантического периода. Исходя из этого предположим, что возраст береговых образований Раадна относится, приблизительно, к первой или, возможно, ко второй половине атлантического периода. Если это так, тогда величина поднятия земной коры в северной части впадины с конца атлантического периода составляет около 5 м (рис. 1). По данным А. Сарв, Э. Ильвеса (1975) о глубине залегания границы атлантического и суббореального периодов в разрезе Савику (на глубине около 4 м), можно высчитать градиент поднятия земной коры. Он составит 14,5 см/км при азимуте поднятия 326°. Следует отметить, что градиент этот не постоянен. В устье р. Суур-Эмайыги градиент уменьшается. На о. Городище граница атлантического и суббореального периодов залегает на абсолютной высоте около 28 м (вместо 23 м), в устье р. Ровья — 27 м (вместо 22 м). Разумеется, что высотное положение названной границы может зависеть и от других факторов, но нельзя не отметить, что уменьшение градиента поднятия этой временной границы совпадает с данными К. Пярна (1962) об изменении градиента поднятия больших местных приледниковых озер юго-восточнее г. Тарту. Такой градиент соответствует и градиентам поднятия береговых линий Литоринового моря (Кессел, Мийдел, 1973).

Таким образом, все данные о древних береговых образованиях, хотя далеко еще не полные, указывают на перекоп впадины, причиняемый тектоническими движениями земной коры, имеющими большую интенсивность на севере, чем на юге (Ramsay, 1929; Mieler, 1926; Orviku, 1959; Орвику, 1960; Hang, Liblik, Linkrus, 1964; Kajak, 1964; Паукас, Ряхни, 1969; Rähni, 1973 и др.).

Неравномерное поднятие земной коры привело к заболачиванию южных берегов озера и заполнению долин в их нижнем течении аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями. Этот процесс, судя по данным спорово-пыльцевого анализа (в устье р. Кунест, Ровья и Самолва, на о. Городище и т. д.), начался в общем во второй половине атлантического периода или в начале суббореального периода, иногда и позже, в зависимости от рельефа минеральных отложений (Мийдел и др., 1975).

Поскольку торфообразование в низинных болотах на берегах Чудского и Псковского озер в определенной мере отражает поднятие уровня воды озер, данные по разрезу Савику (рис. 2) использованы для характеристики скорости поднятия уровня воды (Сарв, Ильвес, 1975; Мийдел и др., 1975). В первом приближении полученные скорости можно связывать и со скоростью тектонических движений земной коры. Интенсивное заболачивание в устье р. Суур-Эмайыги у Савику началось в атлантическом периоде около 5690 лет назад. С того времени до границы атлантического и суббореального периодов (абсолютный возраст около 4620 лет назад) уровень воды поднимался со скоростью 1,0 мм/год.

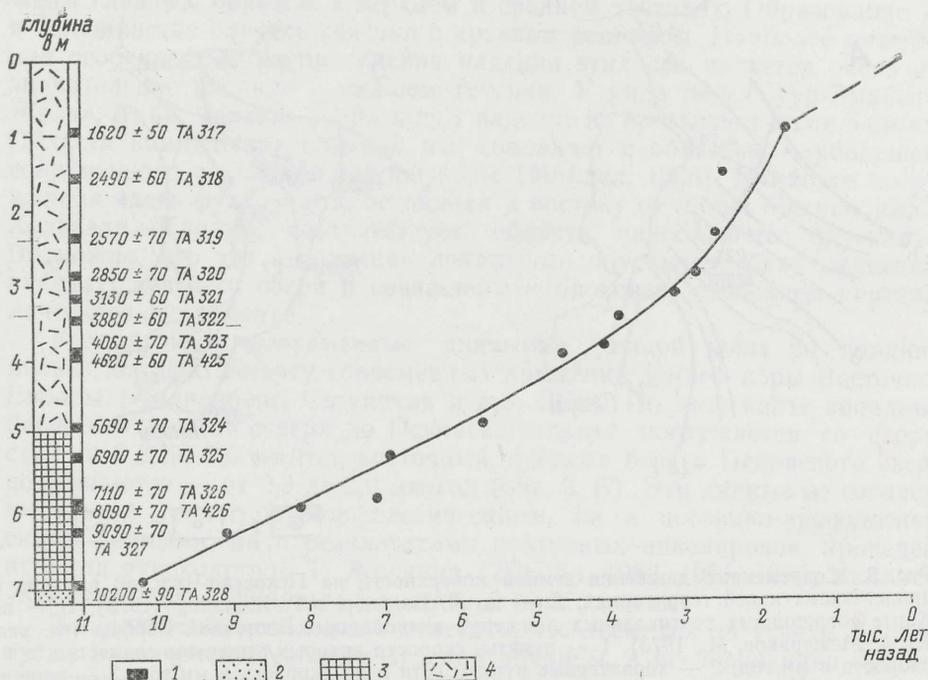


Рис. 2. Предполагаемая кривая поднятия уровня воды в устье р. Суур-Эмайыги (разрез Савику), составленная по данным А. Сарв и Э. Ильвес. 1 — место отбора образцов на ^{14}C ; 2 — пески; 3 — сапропель; 4 — торф разного типа.

В первой половине суббореального периода скорость поднятия воды уменьшилась до 0,6 мм/год и составила во второй половине того же периода 0,5 мм/год. Несколько неожиданным является увеличение скорости в субатлантическом периоде (в промежутке времени от 2800 до 1600 лет назад). В то время скорость поднятия уровня воды составляла 1,5 мм/год. В течение последних 1600 лет скорость поднятия уровня воды уменьшилась снова до 0,6 мм/год. Исходя из данных Г. Желнина (Zhelnin, 1966), район устья р. Суур-Эмайыги в современное время опускается со скоростью 0,6—0,8 мм/год.

Характер современных движений земной коры во впадине выяснен работами Г. Желнина и Л. Валлнер (Zhelnin, 1962, 1966; Валлнер, Желнин, 1975). Судя по составленным ими картам современных движений земной коры, перекоп впадины еще продолжается (рис. 3, А). В северной части ее намечается поднятие со скоростью 0,2—0,4 мм/год, а в южной части — опускание со скоростью 1,2 мм/год. Приведенные данные о современных движениях земной коры хорошо согласуются с геолого-геоморфологическими и историко-археологическими данными. Об опускании и наступании вод озера в южном направлении говорят результаты многих исследований (Mieler, 1926; Исаченков, 1965, 1967; Раукас, Ряхни, 1969; Кажак, 1964 и др.). Отметим здесь, что по А. Мийлеру (Mieler, 1926), площадь о-ва Пийриссаар с 1796 по 1900 гг. уменьшилась с 20,08 до 7,59 км². О подъеме уровня воды в южной части впадины свидетельствуют также находки развалин разных построек под водой в районе островов Городец, Вороний и др. (Караев, 1966; Тюмина,

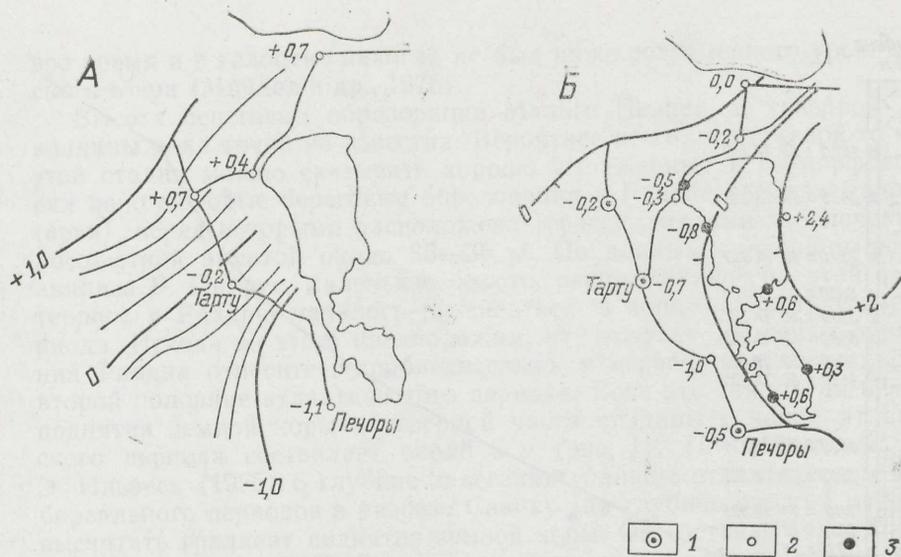


Рис. 3. Современные движения земной поверхности на Псковско-Чудской впадине и прилегающих к ней территориях; А — по Л. Валлнер и Г. Желнину (1975), Б — по Карте современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (гл. ред. Ю. А. Мещеряков, М., 1973). 1 — пункты, скорости которых уравнированы совместно, и их скорости в мм/год; 2 — характерные пункты сети и их скорости в мм/год; 3 — уравниваемые пункты и их скорости в мм/год.

1966). По Т. Тюминой (1966), развалины церкви, построенной в 1458 г. на о-ве Озолице и уничтоженной в следующем году, найдены в 1959 г. на глубине 2,5 м. Оговорюсь, что эти данные нельзя механически использовать для вычисления средней скорости поднятия уровня воды, которая равнялась бы 5 мм/год (!), что явно неправдоподобно.

Перекас озерной ванны подтверждается и анализом продольных профилей рек Псковско-Чудского бассейна (Мийдел, 1966). Продольные профили рек, впадающих в Чудское озеро с севера, близки к прямолинейным. Аномальные участки этих рек входят в зону аномальных участков северо-восточного направления. Образование их обусловлено, скорее, эрозией богатой валунами морены (рр. Омеду, Куллавере и др.). На реках Авийыги, Тагайыги и Роостоя образование аномальных участков, вероятно, связано с движениями в зоне Вийвиконнаского тектонического нарушения, на что указывают данные повторной нивелировки (Желнин, 1964; Уттер, 1964). О поднятии земной коры северной части впадины косвенно свидетельствует также широкая пойма со многими старицами у истоков р. Нарвы. В образовании ее определенная роль принадлежит Омутским порогам, но немаловажно и значение современных движений земной коры, в связи с которыми ухудшается сток из озера. Перед порогами это ведет к интенсивному меандрированию русла и обширным наводнениям. Возможно, что именно с движениями земной коры, ухудшающими сток, связана относительно большая мощность аллювия в верхнем течении р. Нарвы, достигающем у истоков ее почти 7 м.

Продольные профили рек южной части впадины имеют четко выраженную вогнутую форму. Для них характерно крутое падение в верхнем и незначительное в нижнем течении. Аномальные участки располо-

жены главным образом в верхнем и среднем течениях. Образование их в большинстве случаев связано с древним рельефом. Наиболее интересной особенностью распределения падения этих рек является очень незначительное падение в нижнем течении. У ряда рек (Суур-Эмайыги, Желча, Ахъя, Черная, Толба и др.) падение не превышает даже 5 см/км. Область наименьших падений рек совпадает с областью наибольшего современного опускания земной коры (Мийдел, 1966). Наиболее погруженная часть фундамента, остающаяся к востоку от линии Мехикоорма—Хольвади—Клийма, соответствует области наибольшего опускания. Возможно, что это — признак локального опускания, охватывающего район Псковского озера и связанного с блоковым строением кристаллического фундамента.

Рассматривая современные движения земной коры во впадине, нельзя не обойти карту современных движений земной коры Восточной Европы (Лилиенберг, Сетунская и др., 1972). По этой карте западный берег впадины от севера до Псковского озера погружается со скоростью от 0,3 до 0,6 мм/год, восточный, а также берега Псковского озера поднимаются — от 0,3 до 2,0 мм/год (рис. 3, Б). Эти данные не согласуются ни с геолого-геоморфологическими, ни с историко-археологическими данными, ни с результатами повторных нивелировок, проведенных под руководством Г. Желнина (Zhelnin, 1962, 1964, 1966; Валлнер, Желнин, 1975). Причины расхождений пока не ясны.

В заключение необходимо отметить, что несмотря на успехи, достигнутые в изучении Псковско-Чудской впадины, в исследованиях неотектонических движений еще много неразрешенных проблем. Прогресса в этом можно добиться, вероятно, с помощью дальнейших комплексных исследований.

*Академия наук Эстонской ССР
Институт геологии*

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А. А., Благоволин Н. С., Доскач А. Г., Серебрянный Л. Р. Основные этапы геоморфологического развития Русской равнины в четвертичном периоде. — «Геоморфология», 1972, № 4, с. 19—25.
- Вахер Р. Современная структура поверхности фундамента Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1972, 21, 3, с. 236—244.
- Валлнер Л. А., Желнин Г. А. Новая карта изобаз территории ЭССР. — В сб.: Современные движения территории Прибалтики. Тарту, 1975, с. 48—57.
- Желнин Г. А. Точность и возможности метода повторного нивелирования. — В сб.: Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964, с. 17—24.
- Исаченков В. А. О некоторых особенностях новейших и молодых тектонических движений северо-запада Русской равнины. — В сб.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту, 1965, с. 217—224.
- Исаченков В. А. Приледниковые водоемы Псковской низины. — В кн.: История озер северо-запада. Мат-лы I симпозиума по истории озер северо-запада СССР. Л., 1967, с. 86—93.
- Исаченков В. А. Материалы по геоморфологии долины р. Великой. — Сб. геогр. и биол., вып. 22. Псковский гос. пед. ин-т. Псков, 1969, с. 21—31.
- Караев Г. Н. Результаты подводного археологического обследования северной части Теплого озера. — В кн.: Ледовое побоище 1242 г. Тр. компл. эксп. по уточн. места Ледового побоища. Ин-т. археол. АН СССР. М.-Л., «Наука», 1966, с. 60—64.

- Каяк К. Ф. О краевых ледниковых образованиях Юго-Восточной Эстонии. — «Тр. Комиссии по изуч. четв. периода». М., 1963, XXI, с. 66—75.
- Кессел Х., Мийдел А. О поздне- и послеледниковых движениях земной коры на территории Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1973, 22, 3, с. 257—264.
- Либлик Т. О древних береговых образованиях на западном побережье Чудского озера. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 237. Тр. по геогр. VI, 1969, с. 3—18. с. 3—18.
- Лилиенберг Д. А., Сетунская Л. Е., Благоволин Н. С., Горелов С. К., Никонов А. А., Розанов Л. Л., Серебрянный Л. Р., Филкин В. А. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений Европейской части СССР. — «Геоморфология», 1972, № 1, с. 3—18.
- Мийдел А. О связи между современными движениями земной коры и эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек Эстонии. — «Изв. АН ЭССР, сер. физ.-мат. и техн. наук», 1966, 15, 1, с. 121—133.
- Мийдел А., Паап Ю., Раукас А., Ряхни Э. К вопросу о происхождении Вайварских Синих гор (Северо-Восточная Эстония). — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1969, 18, 4, с. 370—376.
- Мийдел А., Пиррус Р., Раукас А., Ряхни Э. Основные этапы развития Псковско-Чудской озерной впадины. — В кн.: История озер в голоцене, IV Всесоюз. симпозиум по истории озер. Тез. докл., т. 3. Л., 1975, с. 50—55.
- Можаяев Б. Н. Новейшая тектоника. — В кн.: Геология СССР. Том I. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Геологическое описание. М., «Недра», 1971. 504 с.
- Орвику К. К. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. — Мат-лы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике. Тарту, 1960, с. 120—143.
- Побул Э., Сильдвээ Х. О разрывных нарушениях кристаллического фундамента Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1973, 22, 1, с. 51—57.
- Побул Э. А., Сильдвээ Х. Х. О блоковом строении кристаллического фундамента Эстонии. — В сб.: Современные движения территории Прибалтики. Тарту, 1975, с. 64—73.
- Пярна К. Т. О геологии Балтийского приледникового озера и крупных местных приледниковых озер на территории Эстонии. Автореф. канд. дис. Таллин, АН ЭССР, 1962. 21 с.
- Раукас А., Ряхни Э. О геологическом развитии впадины и бассейнов Чудского и Псковского озер. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1969, 18, 2, с. 113—127.
- Раукас А. В., Ряхни Э. Э., Мийдел А. М. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. — Таллин, «Валгус», 1971. 226 с.
- Ряхни Э. Э. Геохронология ленточных глин Северо-Восточной Эстонии. — «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1963, 12, с. 81—94.
- Ряхни Э. Э. История развития озерных бассейнов в Псковско-Пейпсиской впадине. — В кн.: Материалы к симпозиуму по истории озер северо-запада. Л., 1965, с. 84—85.
- Ряхни Э. Э. О блоковых неотектонических движениях на территории Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1973, 22, 4, с. 331—340.
- Саммет Э. Ю. Основные этапы развития некоторых типов приледниковых озер в западной части Ленинградской и Псковской областей. — В кн.: Материалы к симпозиуму по истории озер северо-запада. Л., 1965, с. 75—78.
- Сарв А., Ильвес Э. О возрасте голоценовых отложений приустья реки Эмайыги (по материалам изучения разреза Савику). — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1975, 24, 1, с. 64—69.
- Тюмина Т. Ю. К вопросу о природных условиях в XIII в. в Северной части Теплого озера. — В кн.: Ледовое побоище 1242 г. Тр. компл. эксп. по уточн. места Ледового побоища. Ин-т. археол. АН СССР. М.-Л., «Наука», 1966, с. 103—121.
- Уттер Л. Р. Попытка геологической интерпретации схемы изобаз территории Эстонской ССР. — В сб.: Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964, с. 95—100.
- Хейнсалу Ю., Сильдвээ Х. О связях между неотектоническими и современными дифференцированными движениями и зонами разломов в Северо-Восточной Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1971, 20, 3, с. 260—266.
- H a n g, E., Liblik, T., Linkrus, E. On the relations between Estonian valley terraces and lake and sea levels in the late-glacial and holocene periods. — Transactions of the Tartu State University 156— Publications on geography IV, 1964, 29—42.
- K a j a k, K. Peipsi nõo geoloogist ja geomorfoloogist. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1963. Tallinn, 1964, lk. 20—33.
- Liblik, T. Jooni Piisa oru geomorfoloogist. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1964/1965. Tallinn, 1966, lk. 34—55.

- Mieler, A. Ein Beitrag zur Frage des Vorrückens des Peipus an der Embachmündung und auf der Peipusinsel Piirisaar im dem Zeitraum von 1682 bis 1900. — Acta Univers. Tartu, A, 1926, IX, 2, 19 S.
- Mieler, A. Vorläufiger Bericht über die Geomorphologie des Peipusbeckens. — Loodusuurijate Seltsi Aruanded, 1929, 35, lk. 386.
- Orviku, K. Peipsi järve minevikust. — «Rahva Hääl», 14. sept. 1959.
- Ramsay, W. Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland. — «Fennia», Helsinki, 1929, 52, 2, 48 S.
- Rähni, E. Viimase mandrijää taganemisest Põhja-Eestist. — Rmt.: Geoloogiline kogumik. Tartu, 1961, lk. 70—83.
- Rähni, E. Peipsi nõo ja järve arengulugu. — «Eesti Loodus», 1973, 12, lk. 716—721.
- Thomson, P. W. Ulevaade Eesti soodest. — «Eesti Loodus», 1939, 2/3, lk. 90—98.
- Zhel'nin, G. A. Some results on neotectonic movements of the Earth's crust in the Estonian SSR obtained by the method of repeated levellings. — Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenw. und Montangeol., 1962, 2, 156—160.
- Zhel'nin, G. On the recent Movements of the Earth's Surface in the Estonian S. S. R. — «Suomalais. tiedekat. toimituks.» 1966, Sarja A, 111, 90, 489—493.

PEIPSI-PIHKVA NÕO NEOTEKTOONILISTE LIIKUMISTE UURIMISE PROBLEEME

A. MIIDEL

Resümee

Seni puuduvad usaldusväärsed andmed neogeenis, alam- ja keskpleistotseenis nõos toimunud tektooniliste liikumiste kohta, mistõttu ei ole leitud ka mobiilseid neotektoonilisi struktuure.

Veel ei ole päris selge kiireima kerkimise suuna asimuut ja kerkimise suurus nõo lõunaosas. See takistab vanade rannajoonte diagrammi koostamist ja nõo arengu taastamist. Hilisjääaegsete veekogude rannajoonte gradientide analüüs viitab tõusu kiiruse kiirele vähenemisele nõo põhjaosas ja koos hilisjääaegsete jöeterrasside uurimise andmetega — väikestele summaarsele kerkimisele ja diferentseeritud liikumiste puudumisele nõo lõunaosas.

Oletatakse, et atlantilise perioodi teisel poolel oli põhjas järve veetase 5—6 m kõrgemal ja Suure Emajõe suudmes 4 m madalamal praegusest (joon. 1—6). Selle taseme gradient (16,5 cm/km) vastab Litoriinamere gradientidele Eestis ja gradiendi muutumine toetab arvamust šarniiri olemasolust nõo keskosas.

Maakoore ebaühtlase kerkimise tõttu hakkas hilisjääaja lõpul alanenud veetase nõo kesk- ja lõunaosas uuesti kiiresti tõusma atlantilise perioodi teisel poolel ja subboreaalse perioodi algul. Kerkimise käiku Suure Emajõe suudmes peegeldab ligikaudselt soostumise areng (joon. 2). Veetaseme tõusu tagajärjel uppused jõgede suudmed, mille põhi on praegu 6—13 m allpool järve veetasest (joon. 1—3).

Andmed nüüdisaegsete maakoore liikumiste kohta on vastuolulised (joon. 3). Arvestades jõgede pikiprofiilide iseloomu, kartograafilisi ja arheoloogilisi andmeid, tundub L. Vallneri ja G. Želnini poolt koostatud nüüdisaegsete maakoore liikumiste skeem (joon. 3A) tõenäolisemana.

ON THE PROBLEM OF NEOTECTONIC MOVEMENTS IN THE PEIPSI-PIHKVA DEPRESSION

A. MIIDEL

Summary

The lack of the reliable data on the tectonic movements in the Peipsi-Pihkva depression in the Neogen, Lower and Middle Pleistocene does not enable us to distinguish mobile neotectonic structures.

Up to now the azimuth of the direction of the most rapid uplift, and in the southern part of the depression the extent of the uplift, has not been precisely established. This impedes the compilation of a diagram of ancient shorelines and a reconstruction of the development of the depression. The analyses of the shorelines of Late Glacial water basins show that the rate of the uplift decreased in the northern part of the depression. The above data together with the evidence obtained through the study on Late Glacial river terraces, refer to a small total uplift and to the lack of differentiated movements in the southern part of the depression.

It is supposed that in the second half of the Atlantic period the water level was 5—6 m higher in the north and 4 m lower in the estuary of the river Suur-Emajõgi than it is at present (Figs 1—6). The gradient of this level (16.5 cm/km) corresponds to the gradients of the Littorina Sea in Estonia, while the rapid decrease of the gradient contributes to the supposition on the existence of a hinge-line in the central part of the depression.

The water level that had dropped at the end of the Late Glacial experienced a rapid rise in the southern and central parts of the depression on the second half of the Atlantic period and at the beginning of the Sub-Boreal as a result of the heterogenous uplift of the Earth's crust. The course of the rise can be reconstructed in the estuary of the river Suur-Emajõgi on the basis of the development of bogs (Fig. 2). The rise of the water level resulted in an inundation of the estuaries of rivers, the bottom of which is at present 6—13 m below the lake surface (Figs 1—3).

The data on the recent movements of the Earth's crust are rather contradictory (Fig. 3). Considering the character of the longitudinal profiles of the rivers, cartographic and archaeologic evidence, the scheme of the recent movements of the Earth's crust compiled by L. Vallner and G. Zhel'nin seems rather reliable (Fig. 3a).

*Academy of Sciences of the Estonian SSR
Institute of Geology*

РЕЛЬЕФ КОРЕННЫХ ПОРОД В ПСКОВСКО-ЧУДСКОЙ ВПАДИНЕ И ЕГО РОЛЬ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

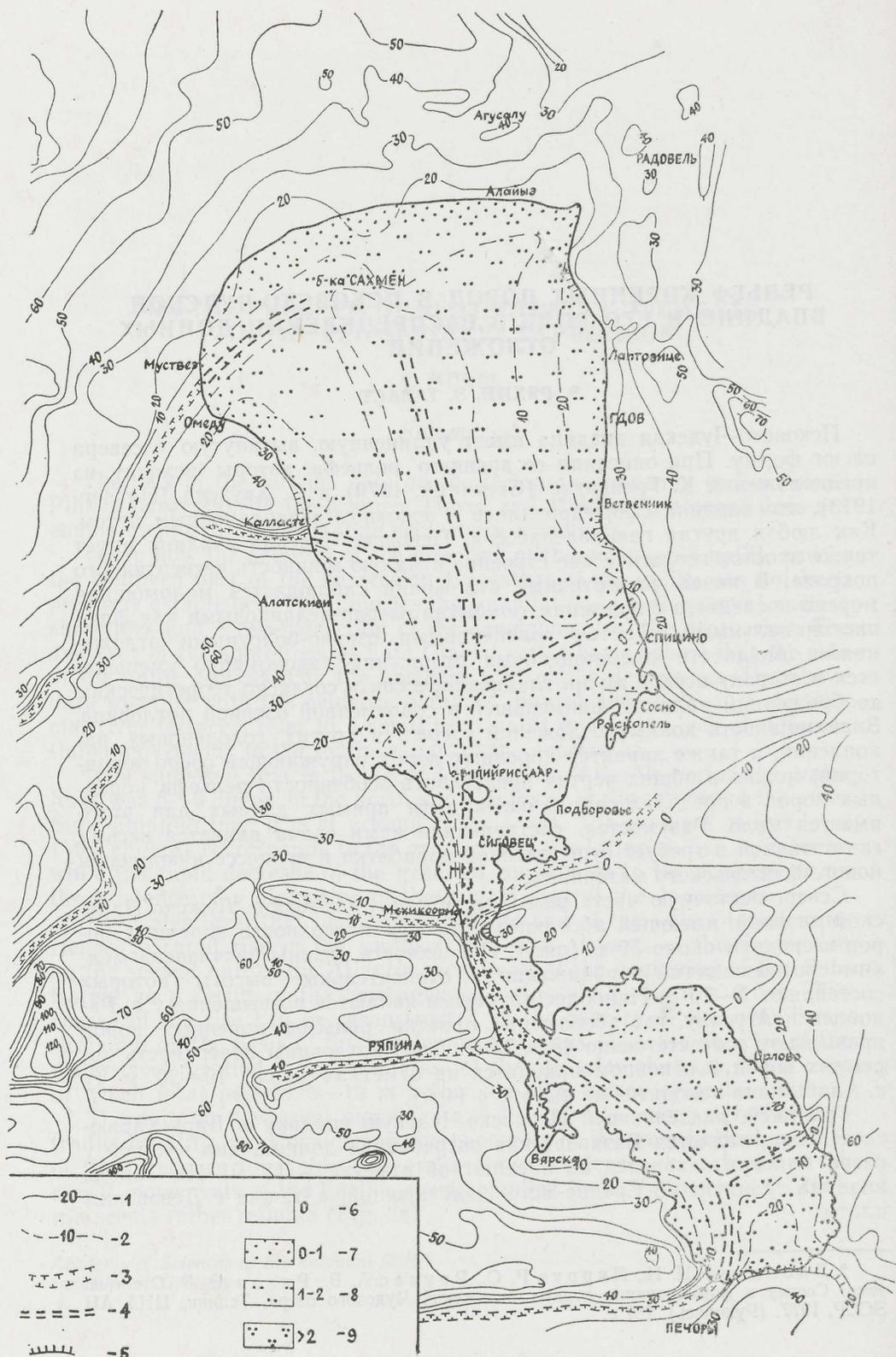
Э. РЯХНИ, Э. ТАВАСТ

Псковско-Чудская впадина имеет удлиненную, вытянутую с севера на юг форму. При описании ее древнего рельефа авторы исходят из предположения К. Гревингк (Grewingk, 1879) и Х. Хаузена (Hausen, 1913), что впадина сформировалась в основном экзарационным путем. Как любая другая гляциодепрессия, Псковско-Чудская впадина имеет также простое геологическое строение и малую мощность четвертичного покрова. В низах четвертичных отложений наблюдается маломощная морена последнего оледенения, покрытая озерно-ледниковыми или флювиогляциальными, а затем голоценовыми озерно-болотными отложениями. Мощность плейстоценовых отложений закономерно уменьшается в сторону осевой линии гляциодепрессии и согласно теоретическим соображениям является наименьшей в современной озерной котловине. Зная мощность донных отложений озера* и других голоценовых накоплений, а также характер коренных пород окружающей озеро территории, можно в общих чертах представить особенности рельефа коренных пород в пределах самого озера, хотя прямых данных для этого имеется мало. Разумеется, составленная нами схема является весьма гипотетичной и требует существенной доработки в процессе накопления нового фактического материала.

Северо-восточную часть впадины обычно называют Лужско-Нарвской низиной, имеющей абсолютные высоты поверхности коренных пород в среднем около 30 м (рис.). Поверхность низины расчленена мелкими возвышениями и понижениями, относительные высоты которых составляют 5—10 м. Наиболее крупными являются возвышения у с. Радовели и Агусалу, где абсолютные отметки рельефа коренных пород превышают соответственно 45 и 35 м. Близ котловины поверхность коренных пород в основном находится на отметках около 10—20 м (у с. Алайе она находится на высоте +14 м).

Границей, разделяющей Псковско-Чудскую впадину и Виру-Харьютское плато, является Вазавереская погребенная долина, дно которой у озера Вейсярв находится на абсолютной отметке —17 м. На западе впадина граничит со Средне-Эстонской низиной, а также с Девонским плато.

* Давыдова Н. Н., Пиррус Р. О., Раукас А. В., Ряхни Э. Э. Отчет по теме: Состав и формирование донных отложений Чудского озера. Таллин, ЦНА АН ЭССР, 1977. (Рукопись). 287 с.



Западная часть Псковско-Чудской впадины находится в среднем на абсолютных отметках около 20 м. Рельеф коренных пород здесь расчленен понижениями и древними долинами. Например, в окрестностях с. Садала и Пыйквере установлена широкая ложбина широтного простирания. У г. Муствеэ дно ее лежит на абсолютной отметке ниже 15 м. Несколько южнее Муствеэ установлена погребенная долина юго-западного простирания с абсолютными отметками дна вблизи с. Кюкита — 13 м и у с. Сааре — 27 м (Эльтерманн, Раукас, 1963). Погребенная долина установлена также в г. Калласте, дно ее находится на абсолютной отметке — 19 м. Кровля коренных пород понижается до 1 м также у пос. Мехикоорма. Поэтому можно предположить, что и здесь находится древняя долина. К. Каяк (1970) приводит данные о погребенной долине, начинающейся у пос. Ряпина и простирающейся в западном направлении (абс. отметка дна — 7 м). В полупогребенной долине р. Пиуза вблизи г. Печоры кровля коренных пород находится на абсолютной отметке — 12 м, а у дер. Вымореки — 6 м.

На восточном берегу Чудского озера между истоком р. Наровы и с. Ветвенник кровля коренных пород по сравнению с территорией северного и западного берегов повышается относительно круто порядка от 25 до 35—40 м. Между реками Нарова и Плюсса преобладает относительно ровный рельеф коренных пород с абсолютными отметками 30—35 м. Только на отдельных мелких повышениях (у с. Радовели, между г. Сланцы и пос. Гостиницы) абсолютные отметки коренного рельефа превышают 40 м.

В ряде мест установлены понижения коренных пород ниже современного уровня моря. Хотя данные об этом весьма скудные, можно все же предположить, что эти понижения связаны с погребенными долинами. В долине р. Плюсы рельеф коренных пород вблизи сел Крапивно и Чернево находится на абсолютных отметках соответственно — 13 м и — 7 м (Саммет, 1961). К погребенным долинам приурочены, вероятно, и долины рек Жельча, Черная и Толба, так как коренные породы расположены у пос. Ямм на абсолютной высоте — 29 м (Малаховский, Баканова, 1971).

Южная часть восточного берега Псковско-Чудского озера изучена слабо. Абсолютная высота коренных пород составляет здесь обычно около 30 м и в наиболее пониженных районах — 0—20 м (Саммет, Сущенко, Экман, 1967; Исаченков, 1969а; Малаховский, Баканова, 1971 и др.). На восточном берегу Псковского озера в районе шоссе Псков—Гдов в рельефе коренных пород установлен крутой склон девонской куэсты (Псковский уступ), поверхность коренных пород его понижается в сторону озера от 40 до 20 м (Исаченков, 1969б). Псковский уступ распространяется от устья р. Великой до г. Печоры и имеет абсолютные отметки от 30 до 45 м. По данным В. Исаченкова (1969а, б и др.), в южной части Псковско-Чудской впадины располагается сложная система древних долин, дно которых находится в долине р. Обдеха на абсолютной отметке — 13 м, а также у дер. Вашина Гора — 21 м.

О рельефе поверхности коренных пород в пределах самого озера

Рис. Рельеф коренных пород в Псковско-Чудской впадине и мощность донных отложений. 1—2 — изогипсы рельефа коренных пород (1 — установленные; 2 — предполагаемые); 3—4 — погребенные долины (3 — установленные, 4 — предполагаемые); 5 — уступы коренного рельефа; 6—9 — мощность донных отложений, в м (6 — 0, 7 — 0—1, 8 — 1—2; 9 — более 2 м).

судить трудно. Имеется только одно надежно пробуренное место — у банки Сахмен в северной части озера, где породы обнаружены на высоте — 5 м (Каяк, 1964). По данным А. Веллнера (Aastaraamat..., 1926, 1928), в северной части Чудского озера коренные породы были встречены на абсолютных отметках 26—26,5 м. Это говорит об изменчивом рельефе поверхности коренных пород в этом районе, в частности у истока р. Нарова.

Мощность четвертичных отложений в Псковско-Чудской впадине колеблется в значительных пределах (от нескольких десятков сантиметров до 50 м и более). Наибольшие мощности четвертичных отложений установлены в пределах краевых ледниковых образований, в погребенных долинах и в пределах распространения дюн. Например, в конечной морене Куремяэ мощность четвертичных отложений достигает 46 м (Каяк, 1964), в платообразных лимнокамах Иллука — около 41 м и в дюнах вблизи Каукси — 22 м. В погребенных долинах мощность четвертичных отложений часто превышает 50 м (Печоры, Пиуза и др.) и доходит до 98 м (Пылва; Лийвранд, 1976). В северной части впадины мощность четвертичного покрова обычно составляет 10—15 м, но на мелких возвышениях рельефа коренных пород (Агусалу и др.) мощность четвертичных отложений не превышает 1 м.

Вдоль западного берега озера от Омеду до Алатскиви и от Мехикоорма до Вярска мощности отложений редко превышают 5 м. В этих районах установлены также небольшие возвышения рельефа коренных пород. Несколько дальше от берега мощность отложений повышается и составляет в среднем 10—15 м.

На восточном берегу Чудского озера мощность четвертичных отложений также обычно не превышает 5 м. Часто мощность четвертичных отложений и здесь ниже 1 м (у с. Орлово, ст. Добручи, вблизи с. Большие Поля и др.). От с. Хитово до с. Спицино мощность четвертичных отложений обычно составляет 2—5 м и лишь у с. Лаптовицы достигает 8 м.

Мощность отложений увеличивается, как уже было отмечено, в пределах краевых ледниковых образований. Так, у с. Городище мощность их превышает 30 м. В погребенной долине р. Плюсса у с. Крапивно мощность отложений составляет 45,5 м.

На восточном берегу Псковского озера мощность четвертичных отложений значительно больше, чем на ранее рассмотренных районах, обычно не менее 20 м (Исаченков, 1969б).

В южной части Псковско-Чудской впадины на южном побережье Псковского озера мощность четвертичных отложений обычно составляет порядка 10 м (Исаченков, 1969а), но местами не превышает 1 м (у пос. Изборск, с. Сенно и др.) и коренные породы обнажаются на земной поверхности. Мощности до 10 м встречаются также на озерной равнине перед Псковским уступом. Большими мощностями четвертичных отложений и здесь выделяются древние долины. В древней долине р. Пачковка мощность их составляет 55 м, в долине р. Обдеха у дер. Сосно — 47 м, в долине р. Пиузы у дер. Вымореки — 50 м (Саммет, 1961).

Данные о распространении четвертичных отложений в котловине самого Псковско-Чудского озера очень скудные. Исходя из теоретических соображений, можно предположить, что мощности их не больше, чем на окружающих территориях, т. е. вряд ли они в северной части озера превышают 1—5 м и в южной — 10 м. Повышенные мощности

их, несомненно, наблюдаются в погребенных долинах. О небольшой мощности четвертичных отложений говорят результаты бурения близ о-ва Пийриссаар. В районе о-ва Вороний коренные породы обнажаются непосредственно под водой.

Мощность донных отложений в Псковско-Чудском озере обычно составляет 1—2 м (рис.) и лишь в пределах Теплого озера, в районе распространения древних долин превышает 10 м.

Современный рельеф в пределах Чудского озера является однообразным, таким же является распределение донных отложений (см. подробнее в статье А. Раукаса и Э. Ряхни в данном сборнике). В северо-западной части Чудского озера имеются площади, где донные отложения вовсе отсутствуют (в окрестностях Сахменской банки и на др. банках). Близ отмелей песчаных берегов мощность донных осадков составляет 3—4 м (в районе Раскопелье и Подборовье). В центральной части озера мощность донных отложений также порядка 2—4 м.

В отличие от Чудского озера рельеф коренных пород в пределах Теплого озера является расчлененным. Более изменчивым является здесь также распределение донных отложений. Наименьшая мощность (0—0,5 м) донных отложений обнаружена близ западного берега Теплого озера в северной части озера. К северу от мыса Сиговец донные осадки вовсе отсутствуют. В общем мощность донных отложений увеличивается в сторону центральной части озера, где они, видимо, связаны с древней долиной, расположенной на дне Теплого озера.

Мощность донных отложений в пределах Псковского озера составляет в среднем 1—2, редко более 3 м. Распределение их довольно однообразно ввиду сравнительно слабой расчлененности дна Псковского озера. Очень маломощными (0,5 м) они являются близ с. Щедрово, вокруг Талабских островов и к юго-востоку от них, восточнее о-ва Каменка и в юго-западной прибрежной части озера. Мощность отложений несколько увеличивается в средней части озера. Большие мощности отложений установлены также в затишных зонах (в заливе Вярса — 8 м).

В итоге можно сказать, что распределение мощностей четвертичных отложений, в том числе и донных, в общих чертах отражает особенности коренного рельефа. Наибольшие мощности отложений приурочены к понижениям подстилающей поверхности, а наименьшие — к возвышениям коренного и плейстоценового рельефа.

*Академия наук Эстонской ССР
Институт геологии*

ЛИТЕРАТУРА

- Исаченков В. А. Материалы по геоморфологии долины реки Великой. — «Ученые записки Псковского пединститута». География и биология, 1969а, 22, с. 21—31.
- Исаченков В. А. О девонской куэсте на территории Псковской области. — «Ученые записки Псковского пединститута». Геогр. и биол., 1969б, 22, с. 3—10.
- Каяк К. Древний рельеф Эстонии. Тез. докл. VII науч. конф. геологов Прибалтики и Белоруссии. Таллин, 1970, с. 158—164.
- Лийвранд Э. Д. Переотложенные пыльца и споры в плейстоценовых отложениях и их роль в стратиграфии. — В кн.: Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Рига, «Зинатне», 1976, с. 166—178.

- Малаховский Д. Б., Баканова И. П. Геоморфология. Геология СССР. Ленинградская, Псковская и Новгородская области, т. 1. «Недра», М., 1971, с. 425—465.
- Саммет Э. Ю. Некоторые вопросы четвертичной геологии и геоморфологии западной части Ленинградской области. В сб.: Палеогеография четв. периода СССР (к IV конгр. ИНКВА в Польше). М., изд-во МГУ, 1961, с. 7—20.
- Саммет Э. Ю., Сущенко Н. А., Экман И. М. Влияние литологии, структуры и рельефа дочетвертичных пород на формирование четвертичных отложений. — В кн.: Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. «Недра», Ленинград. Отд., Л., 1967, с. 29—32.
- Эльтерманн Г. Ю., Раукас А. В. Некоторые примеры сопоставления макроскопически сходных разновозрастных морен на основе их литологического изучения. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1963, 12, с. 23—34.
- Grewingk, C. Erläuterungen zur zweiten Ausgabe der geognostischen Karte Liv-, Est- und Kurlands. — Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl., 1879, ser. 1, Bd. 8, 343—466.
- Hausen, H. Materialien zur Kenntnis der Pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. — «Fennia», 1913, 34, 2, 181s.
- Kajak, K. Peipsi nõo geoloogias ja geomorfoloogias. — «EGS Aastaraamat 1963», Tallinn, 1964, lk. 20—33.
- Sisevete Uurimise Büroo Aastaraamat. 1926.
- Sisevete Uurimise Büroo Aastaraamat. 1928.

PIHKVA-PEIPSI NÕO ALUSPÕHJA RELJEEFIST JA SELLE OSAST PÕHJASETETE JAOTUMUSES

E. RÄHNI, E. TAVAST

Resümee

Aluspõhja reljeef järvenõo piires on antud üksikute puuraukude ja ümbritsevate alade geoloogiliste andmete alusel. Aluspõhja reljeefi iseloomustamisel on lähtutud eeldusest, et Pihkva-Peipsi nõgu kujunes peamiselt liustike eksaratsiooni tulemusena ja nagu iga teinegi liustiku keelenõgu, on ta lihtsa geoloogilise ehitusega ja õhukese kvaternaari setete paksusega. Üldiselt tasast aluspõhja reljeefi (põhjaosas absoluutne kõrgus 20 m ja lõunaosas 30 m) liigestavad kvaternaarieelsed mattitud orud sügavusega 55—100 m (põhja absoluutne kõrgus —12 kuni —17 m). Aluspõhja reljeef mõjustas kvaternaari setete, sealhulgas kaudselt ka nüüdisaegsete põhjasetete jaotumist järvenõos (vt. joonis).

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geologia Instituut*

THE BEDROCK RELIEF OF THE PIHKVA-PEIPSI DEPRESSION AND ITS ROLE IN THE DISTRIBUTION OF BOTTOM DEPOSITS

E. RÄHNI, E. TAVAST

Summary

The bedrock relief of the Pihkva-Peipsi depression is described on the basis of some boreholes and geological data on the surrounding territory.

The authors proceed from the presumption that the depression has been mainly formed as a result of glacial exaration and therefore it has a

simple geological structure and a thin cover of Quaternary deposits. The bedrock relief is quite flat (in the northern portion of the depression the absolute height is 20 m and in the southern part — 30 m). The bedrock surface is the lake bottom is complicated by deep, buried valleys (55—100 m, abs. height of the bottom — 12 — 17 m).

The bedrock relief has influenced the distribution of Pleistocene deposits and, in an indirect way, also the deposition of contemporary bottom deposits.

Academy of Sciences of the Estonian SSR
Institute of Geology

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РАЗВИТИЯ ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ ЛУЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ И ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ПСКОВСКО-ЧУДСКОГО ОЗЕРА В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Д. МАЛАХОВСКИЙ

Формирование гидрографической сети в рассматриваемом районе происходило по мере отступления ледника. При этом реки использовали полупогребенные древние долины и ледниковые ложбины, а крупные озера — наиболее пониженные участки гляциодепрессий. Верхние террасы рек Плюссы и Люты сопоставляются с уровнями приледниковых озер с отметками 60 м, 55—57 и 50—52 м; эти террасы отсутствуют в долине Плюссы ниже устья Люты, выше — имеют общий уклон против течения реки. Таким образом, в это время сток, видимо, был направлен в сторону Ильменской котловины. Плюсская низина была еще занята льдом. Террасы, сопоставляемые с уровнями 45—47 м, 40—42 и 35—37 м прослеживаются уже по всей долине Плюссы и имеют уклон по течению реки.

Линия современного водораздела между р. Плюссой и Псковским озером проходит в центральной части Лужской возвышенности на абсолютной высоте 150—180 м (рис. 1). У подножья северо-западного склона возвышенности высота ее снижается до 50—80 м. Водораздел здесь пересекают глубокие эрозионные ложбины, являющиеся либо сухими (у дер. Юхново и Б. Заполье), либо используемыми ручьями и речками, текущими в противоположных направлениях (р. Грязница и руч. Волосянка). Эти сквозные долины, представляющие реликт позднеледниковой гидрографической сети, являются свидетельством существовавшей некогда связи между Плюссой и ее притоком Лютой с реками, впадающими в Псковско-Чудское озеро. В настоящее время долины рек этих двух систем отличаются по строению аллювия и возрасту террас.

На Плюссе и ее крупных притоках — рр. Люте, Еглице голоценовые осадки слагают пойму и иногда одну надпойменную террасу. Более высокие террасы формировались, как показали данные спорово-пыльцевого анализа, в позднеледниковое время. Пойма имеет небольшую ширину (1—3 км) на тех участках долины, где реки используют более древние эрозионные врезы, здесь она занимает целиком все днище долины. Пойменные отложения р. Плюссы, вскрыты в обн. 2156 (дер. Брод) и 114 (у пос. Ляды) отличаются переслаиванием желтовато-серых и голубовато-серых песков и тонких пластичных глин с прослоями торфа. Судя по данным спорово-пыльцевого анализа, накопленные аллювия происходили с начала второй половины атлантического

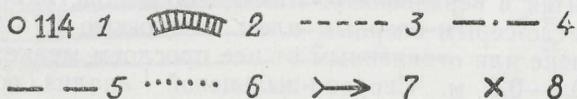
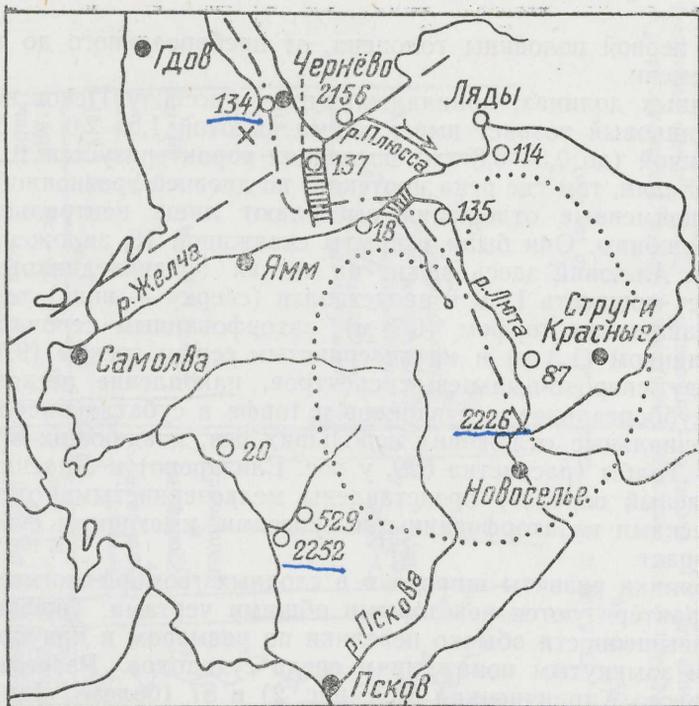


Рис. 1. Схема района исследования. 1 — разрезы голоценовых отложений; 2 — сквозные долины; 3 — старое русло р. Плюсы; 4 — линия водораздела между бассейнами Псковско-Чудского озера и р. Плюсы; 5 — линия предполагаемого разлома; 6 — контур Лужской возвышенности; 7 — направление уклона поймы и ориентировки мелких эрозионных ложбин; 8 — трубка взрыва Мишина Гора.

периода вплоть до субатлантического. Отложения нижней части террасы у дер. Брод имеют радиоуглеродную датировку 4890 ± 100 лет (ЛУ-106). Здесь Т. Калесниковой были встречены семена *Menyanthes trifoliata* L., а среди осадков верхней части террасы (III зона Поста) косточки *Rubus idaeus* L., шишки *Pinus silvestris* L., единичные семена *Viola palustris* и *Lemna minor* L. Важно отметить, что терраса эта высотой 7 м сейчас не заливается водой даже в самые высокие паводки, в отличие от современной заливаемой поймы в обн. 114, однако спорово-спектровые спектры осадков указывают на одновозрастность обоих разрезов (Малаховский, 1978).

Отложения I надпойменной террасы наиболее полно изучены в обн. 135 на правом берегу р. Люты, в 3-х км от дер. Остров. Терраса наблюдается в верхнем и среднем течении р. Люты. Высота ее составляет 4,5—5 м, ширина колеблется от 100—150 до 450 м; она отделена от поймы четким уступом высотой 1,0—1,5 м. Спорово-пыльцевые спектры осадков свидетельствуют о том, что терраса эта формировалась на про-

тяжении первой половины голоцена, от пребореального до атлантического времени.

В речных долинах, принадлежащих к бассейну Псковского озера, послеледниковый возраст имеет пойма высотой 1,5—2,0 м. Значительной шириной (до 0,5—0,8 км) последняя характеризуется только в долине р. Желчи, там где река протекает по древней эрозионной ложбине. Однако пойменные отложения выстилают лишь центральную часть дна ложбины. Они были вскрыты скважиной 18, заложенной у дер. Волошно. Аллювий здесь лежит на песках позднеледникового возраста, имеет мощность 11 м и представлен (сверху — вниз) темно-коричневым заиленным торфом (0,7 м), заторфованным серовато-коричневым суглинком (1,3 м) и мелкозернистым серым песком (9,0 м). Судя по составу спорово-пыльцевых спектров, накопление песков произошло в суббореальное, а суглинков и торфа в субатлантическое время.

Аллювиальные отложения небольших рек, впадающих в Псковское озеро — Толбы (расчистка 529, у пос. Елизарово) и Липенки (скв. 20, дер. Красный перелаз) представлены мелкозернистыми отсортированными песками и заторфованными супесями, имеющими субатлантический возраст.

Торфяники развиты широко и в сходных геоморфологических условиях характеризуются некоторыми общими чертами. Торфяники Лужской возвышенности обычно невелики по размерам и приурочены к небольшим замкнутым понижениям среди суходолов. Разрезы скважин 2226 (болото Кирпичнецкий Мох, рис. 2) и 87 (болото Лемана) дают представление об образовании и развитии болот этого типа. Оба торфяника находятся в верховьях р. Люты. Торф подстилается голубовато-серым и светло-серым озерным илом мощностью 1,7—2,0 м, залегающим на морене или отделенным от нее прослоем мелкозернистого песка толщиной 0,3—0,5 м. Спорово-пыльцевой анализ показал, что эти осадки формировались в пребореальное время.

Нижняя часть торфяных залежей, мощностью 1,7—2,0 м, сложена темнокоричневым хорошо разложившимся низинным гипново-осоковым (скв. 2226) или осоково-гипновым (скв. 87) торфом, отложившимся во второй половине бореального периода (VII зона Поста). Вышележащие слои торфа представлены в скв. 2226 низинным сфагновым и осоково-сфагновым, в скв. 87 — переходным древесно-сфагновым и осоково-тростниковым торфом мощностью около 3 м, сформировавшимся в течение суббореального и субатлантического времени. Важно отметить, что климатический оптимум голоцена на спорово-пыльцевых диаграммах этих торфяников не выражен.

Наиболее заболочены побережья Псковского озера и обширные низменные пространства, примыкающие с запада и северо-запада к Лужской возвышенности. Здесь мощность торфа (обычно низинного) составляет в среднем 3—5 м, достигая иногда 8—9 м. Разрезы торфяников этого типа изучены в скв. 2252, пробуренной на берегу Псковского озера, в 250 м южнее устья р. Толбы (болото Орловское) и в скв. 137 (болото Апалевский Мох, верховье р. Либевицы, приток Плюссы).

В разрезе скв. 2225 (рис. 3) торфяная залежь подстилается голубовато-серым илом, предположительно отнесенным к аллередскому межастиалу. Ил перекрывается сапропелевым торфом, сменяющимся выше осоково-тростниковым; мощность этого горизонта 1,0 м, возраст — бореальный (VIII зона Поста). Климатический оптимум голоцена на спорово-пыльцевой диаграмме разреза также не выражен. Значительная

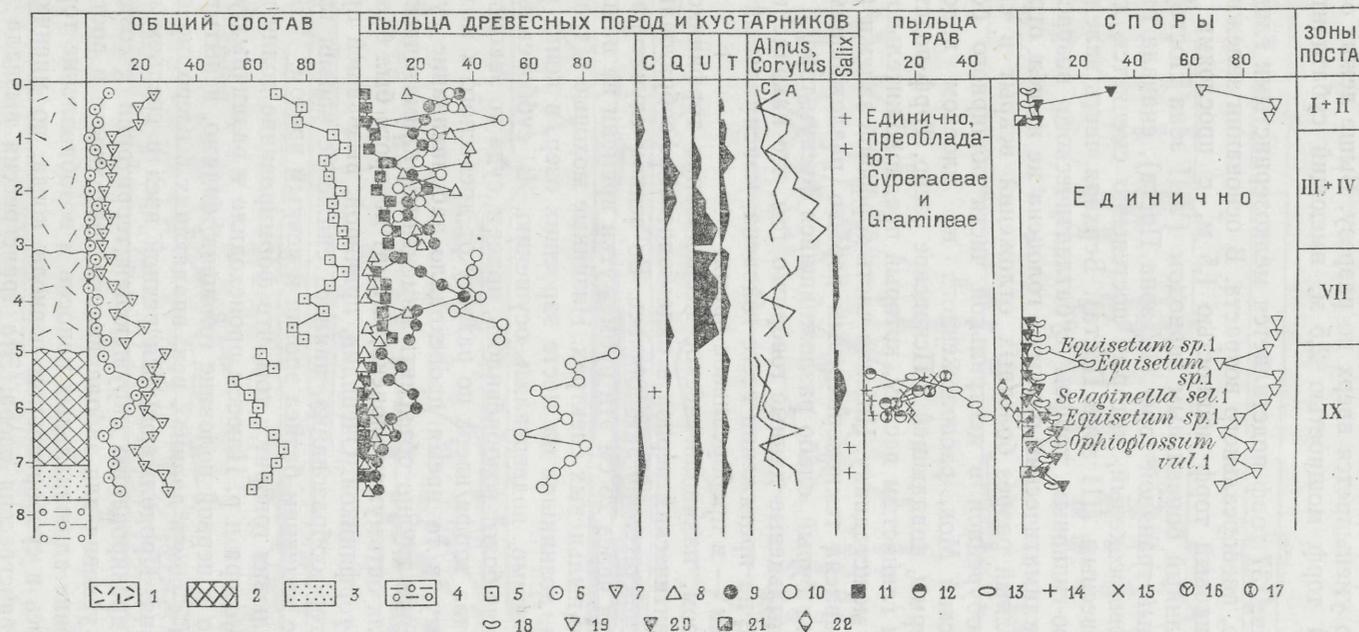


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма скв. 2226 на болоте Кирпичнецкий Мох у дер. Могутово в верховье р. Люты. Палинолог М. Гуман. Условные обозначения к рис. 2—4: 1 — торф; 2 — сапропель (озерный ил); 3 — песок; 4 — морена; 5 — сумма пыльцы древесных пород; 6 — сумма пыльцы травянистых растений; 7 — споры; 8 — ель; 9 — сосна; 10 — береза; 11 — сумма пыльцы широколиственных пород; 12 — злаки; 13 — осоки; 14 — полыни; 15 — маревые; 16 — вересковые; 17 — разнотравье; 18 — папоротники; 19 — зеленые мхи; 20 — сфагновые мхи; 21 — плауны; водные.

часть залежи (около 5 м) сложена низинным древесным и древесно-осоковым торфом, отлагавшимся в течение суббореального периода. Количество древесных остатков, достигающих в нижних слоях торфа 70—90%, постепенно уменьшается вверх по разрезу. Выше лежит осоковый и шейхцериевый торф мощностью 2,5 м, имеющий субатлантический возраст.

В разрезе скв. 137 торф подстилается мелкозернистыми глинистыми песками, видимо, пребореального возраста. В основании залежи вскрыт древесно-тростниковый торф мощностью 1,5 м, с прослоями песка и супеси, датированный бореальным периодом (VIII зона Поста). Выше залегают низинный травяной торф (IV зона Поста), сначала вахтовый, выше тростниково-осоковый, который постепенно сменяется древесно-осоковым и древесным (III зона Поста). Верхняя часть залежи представлена осоково-гипновым торфом субатлантического возраста. Как видим, и здесь климатический оптимум голоцена не нашел отражения.

Наиболее полный разрез болотных отложений вскрыт в скважине 134 (рис. 4), пробуренной в центральной части обширного болотного массива Тушинский Мох, расположенного на плоском водоразделе Плюсы и р. Чермы, впадающей в Псковское озеро. Торф подстилается мелкозернистым глинистым песком, который предположительно отнесен к аллередскому межстадиалу. Нижняя часть торфяной залежи (глубина 8—5 м) представлена темнокоричневым хорошо разложившимся торфом; выше лежит бурый, слабо разложившийся фускум-торф и медиум-торф. Спорово-пыльцевые данные говорят о том, что накопление торфа шло непрерывно на протяжении всего голоцена, максимальный прирост торфяной залежи — в пребореальное время.

Таким образом, палинологическое исследование торфяников показало, что в атлантический период в ряде болот торфообразование прекращалось или значительно замедлялось. Во всяком случае при интервале опробования через 25 см эти промежутки времени не нашли отражения в спорово-пыльцевых спектрах. Низинные моховые и травянисто-моховые болота, возникшие на месте заросших озер, в конце бореального времени, видимо, подвергались осушению. В суббореальном периоде образование болот возобновилось, причем, судя по закономерному изменению состава торфа вверх по разрезу от древесного к моховому и травяно-моховому, в то время происходило заболачивание суходолов.

Данное явление трудно объяснить изменением климатических условий, особенно для оптимума голоцена, климат которого был благоприятным для роста торфяников. Очевидно, причиной, вызвавшей прекращение процессов торфообразования, явилось снижение уровня грунтовых вод, связанное с падением базиса эрозии и речным врезом.

Строение аллювия говорит о том, что формирование долин в бассейнах Псковского озера и р. Плюсы происходило в различных условиях. Псковское озеро в первой половине голоцена, видимо, испытывало регрессию, в связи с чем в долинах рек, впадающих в озеро, преобладала глубинная эрозия. Продолжающийся речной врез в среднем голоцене способствовал дренированию окружающей территории и создавал неблагоприятные условия для заболачивания поверхности и роста торфяников. Накопление аллювиальных наносов и возобновление торфообразования началось в суббореальном периоде, когда, по мнению автора, наблюдалась трансгрессия озера. Эта трансгрессия вызвала поднятие уровня грунтовых вод и усиленную аккумуляцию, о чем свидетельствует значительная мощность пойменных песков в скв. 118 в долине р. Желчи.

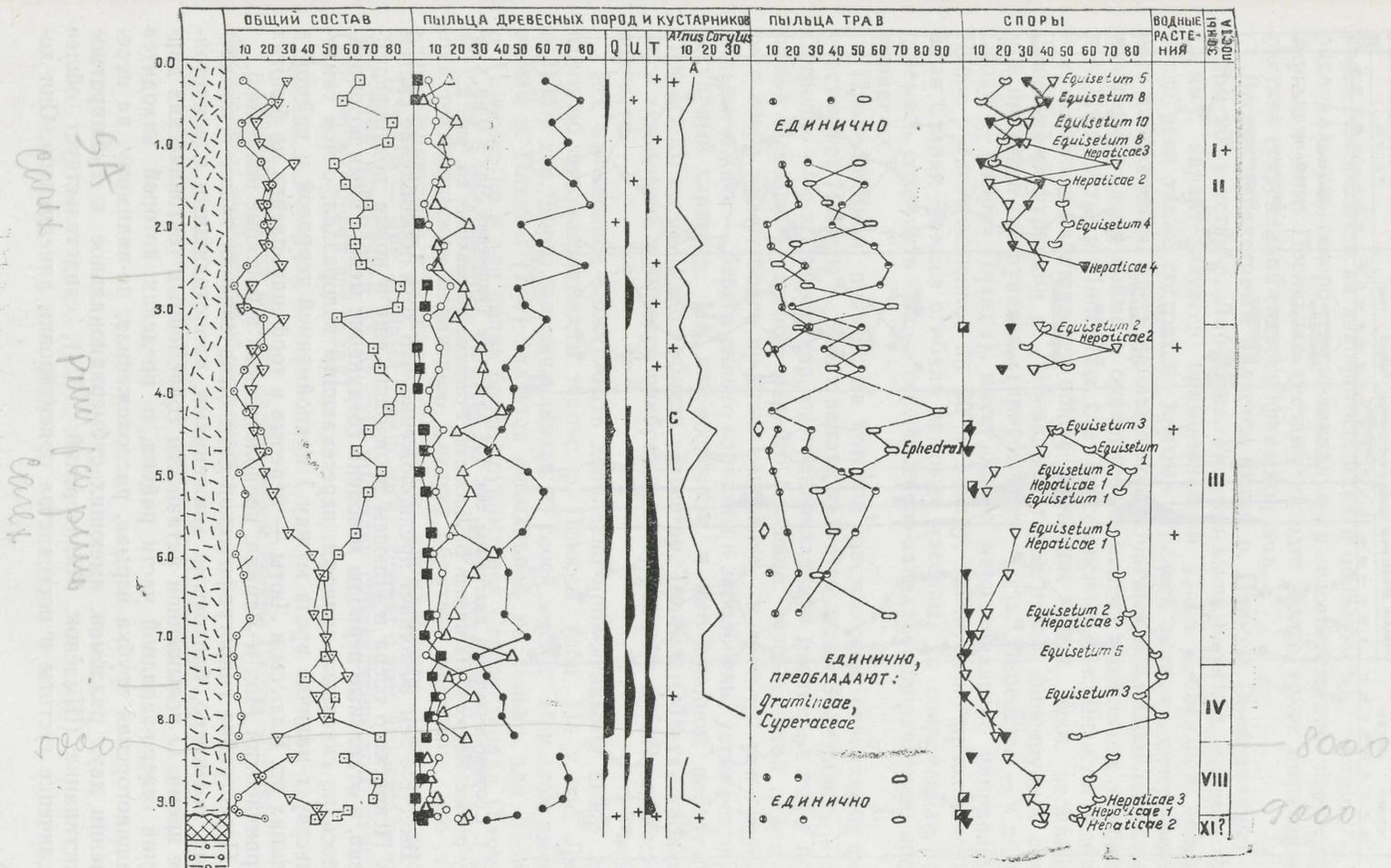


Рис. 3. Спорно-пыльцевая диаграмма скв. 2252 на Орловском болоте на юго-восточном побережье Псковского озера близ устья р. Толбѣ. Палинолог В. Логачева. Условные обозначения см. рис. 2.

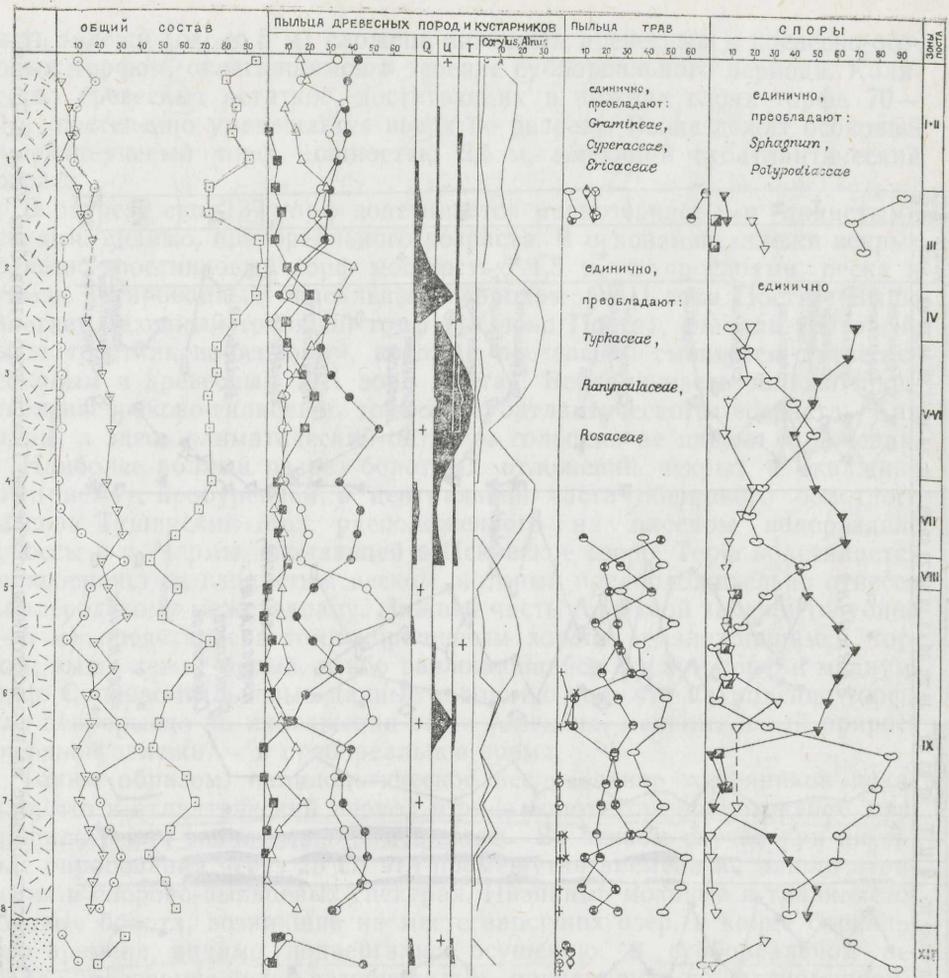


Рис. 4. Спорво-пыльцевая диаграмма скв. 134 на болоте Тушинский Мох в 6 км к западу от пос. Черного. Палинолог В. Логачева. Условные обозначения см. рис. 2.

Вместе с тем возникает предположение, что хотя обособление систем рек Псковского озера и Плюсы произошло еще в конце позднеледникового, в отдельные периоды голоцена соединение между ними возобновлялось по сквозным долинам, пересекающим водораздел, о чем свидетельствует наличие вреза между I надпойменной террасой и поймой в долинах рр. Плюсы и Люты — перерыв в торфонакоплении на болотах Кирпичнецкий Мох и Лемана, расположенных в бассейне последней.

Перестройка гидрографической сети была связана также с локальными, возможно, блоковыми движениями, происходящими и в настоящее время. О повышенной активности современных тектонических движений северо-западной части района, в пределах которой находится Мишиногорская трубка взрыва, расположенная, по-видимому, на пересечении двух разломов, имеющих субмеридиональное и субширотное простирание (Шмаёнок, Малаховский, 1974), свидетельствует общее увеличение густоты и постоянства ориентировки линейных элементов. Они хо-

рошо различаются на аэрофотоснимках и образуют две системы — меридиональную, северо-северо-западную и соответственно перпендикулярные к ним. Последняя система находит более яркое выражение в рисунке современной гидрографической сети.

Весьма характерным является излом р. Плюссы (и ее долины) под углом 90° у устья р. Либевиты. Участок выше перегиба, длиной около 15 км^* , характеризуется прямолинейной узкой V-образной долиной, русло реки также состоит из прямых отрезков восточно-северо-восточного направления. Здесь наблюдаются обратные (по направлению течения реки) уклоны поймы и ориентировка мелких эрозионных ложбин на ней. Ниже устья р. Либевиты, где Плюсса использует широкую ледниковую ложбину, наблюдается общее смещение русла реки, являвшееся причиной бифуркации р. Либевиты. Старое русло, фиксируемое системой притоков и рукавов (приустьевая часть Либевиты — Средняя Отока — Старая Плюсса), имеет общее меридиональное направление. Новое русло, смещенное на 20° к западу, значительно прямолинейнее. Если Старая Плюсса огибала камовые массивы, то современная река, стремясь сохранить общее северо-северо-западное направление, прорезывает их.

Продолжением прямой, на которой расположен описанный выше участок рек Плюссы — Яни к западу является линия Залахтове — дер. Островно — о-в Пийриссаар, разграничивающая различные типы побережья Псковско-Чудского озера: севернее этой линии берега озера имеют более простые очертания, в устьях рек развиты дельты, южнее — берега сильно изрезаны и заболочены, устья рек носят эстуарный характер. На юго-восточном и юго-западном побережьях Псковского озера (район вблизи устьев рр. Толбы и Обдеха) наблюдалось затопление и абразия прибрежных торфяников субатлантического возраста.

Все изложенное может быть дополнено приведенными выше данными об одновозрастности террас р. Плюссы (обн. 114 у пос. Ляды и 2156 у дер. Брод), различающихся по своей высоте. При этом высота поймы р. Плюссы (7 м) является аномальной не только для долины р. Плюссы, но и для долин более крупных рек Северо-Запада (Геоморфология и четвертичные отложения... 1969). Возможно, это объясняется тектоническим поднятием. Следует обратить внимание, что этот разрез приурочен к описанному выше аномальному участку долин рр. Плюссы — Яни. Данные палинологии говорят о том, что начало этих движений приходится на вторую половину субатлантического периода (т. е. около тысячи лет назад).

* Продолжением его является нижнее течение притока Плюссы — р. Яни.

ЛИТЕРАТУРА

- Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР. Под ред. Д. Б. Малаховского и К. К. Маркова. «Наука», М., 1968, 256 с.
- Малаховский Д. Б. Рельеф и некоторые вопросы палеогеографии плейстоцена Лужской возвышенности и юго-восточной части Псковско-Чудской котловины. — В кн.: Геоморфология и новейшая тектоника. Изд. ЛГУ, Л., 1978, с. 78—95.
- Мийдел А., Пиррус Р., Раукас А., Ряхни Э. Основные этапы развития Псковско-Чудской озерной впадины. — В кн.: История озер в голоцене. IV Всесоюзн. симпоз. по истории озер. Тез. докл. т. 3, Л., 1975, с. 50—55.
- Шмаёнок А. И., Малаховский Д. Б. Трубка взрыва вблизи юго-восточного берега Чудского озера. — Вестник ЛГУ, 24, 1974, с. 97—107.

LUUGA KÕRGUSTIKU JA PIHKVA-PEIPSI RANNIKUALA IDAOSA HÜDROGRAAFILISE VÕRGU ARENGUST HILISJÄAJAL JA HOLOTSEENIS

D. MALANHOVSKI

Resümee

Uuritud ala holotseeni setete uurimine näitas, et jõe-, järve- ja soosetted on kujunenud tihedas vastastikus geneetilises seoses. Viimane on tingitud peamiselt Pihkva-Peipsi nõo ja Pljussa jõe hüdrograafilise võrgu jääajajärgsetest muutustest.

Leningradi Riiklik Ülikool

SOME PROBLEMS OF THE DRAINAGE SYSTEM DEVELOPMENT IN THE LUGA HEIGHTS AND AT THE EASTERN SIDE OF THE PIHKVA—PEIPSI LAKE IN THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE

D. MALAKHOVSKY

Summary

The study of the Holocene deposits enabled to discover a close relationship between the formation of alluvial, lacustrine and bog deposits. The cause of it was the change in the drainage system pattern which occurred in the Postglacial.

Leningrad State University

РАЗВИТИЕ РЕЧНОЙ СЕТИ ПСКОВСКО-ЧУДСКОЙ ВПАДИНЫ

А. МИЙДЕЛ, Э. ТАВАСТ

Речные долины Эстонии нередко имеют четко выраженный унаследованный характер (Таваст, 1978). То же самое можно сказать о речной сети Псковско-Чудской впадины, в развитии которой выделяются четыре основных этапа: 1) доплейстоценовый; 2) плейстоценовый; 3) позднеледниковый последнего оледенения; 4) голоценовый. О первом этапе геологических данных сравнительно мало. Начальные сведения о распространении доплейстоценовых долин на изучаемой впадине приводятся в работе А. Таммеканна (Tammekann, 1928). Он рассматривает территорию Эстонии как наклонный на северо-запад склон Средне-Русской возвышенности, предполагая, что Псковско-Чудская впадина послужила стоком вод с этой возвышенности. От Чудского озера к впадине Балтийского моря, по его мнению, направлялись две широкие ложбины. Одна из них протягивалась от современного Чудского озера через современное болото Мурака и долину Пуртсе в Финский залив, другая — по р. Суур-Эмайги, через северную часть оз. Выртсьярв и рек Навести и Казари в Матсалуский залив.

Существование таких долин последними геологическими исследованиями не подтверждается (Каяк, 1970; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971; Miidel, Tavast, 1978). Позже А. Таммеканн (Tammekann, 1949) пересмотрел свои прежние взгляды. При составлении новой схемы распространения древних долин он исходил из предположения, что Балтийский щит в течение всего палео- и мезозоя был в основном поднимающимся районом. С наклонного его юго-восточного склона направлялся сток преимущественно на юго-запад и на юг. А. Таммеканн предполагал, что развитие долин началось уже в раннем девоне, когда образовались основные пути стока и их дальнейшее развитие было связано с распространением более поздних морских бассейнов. Погребенные долины Северной Эстонии он считал верховьями раннедевонских долин. Сохранение древней речной сети после столь длительного (порядка 350 миллионов лет) континентального периода в таких масштабах кажется нам все же маловероятным, однако отрицать существование отдельных элементов этой древнейшей речной сети было бы тоже неправильным.

Накопленные в ходе геологической съемки и поисковых работ сведения о погребенных долинах позволили существенно уточнить схему дочетвертичной речной сети А. Таммеканна (Каяк, 1970 и др.). Пополнились и данные о древних долинах в котловине Псковско-Чудского озера. На западном берегу его, в окрестностях г. Муствез обнаружена погребенная долина глубиной 45 м и с абсолютной отметкой дна — 15 м и шириной около 2,5 км (Эльтерманн, Раукас, 1963). Долина протягивается в субширотном направлении до г. Йыгева.

По данным А. Верте (1962), погребенные долины установлены в г. Калласте и пос. Алатскиви, где поверхность коренных пород расположена на абсолютных отметках —19 и —15 м. К. Каяк (1970) приводит также данные о погребенной долине, начинающейся у пос. Ряпина и простирающейся в западном направлении. Геофизические исследования подтвердили, что последняя простирается в восточном направлении и тянется до главной долины, находящейся на дне Теплого озера и направляющейся на юг (Tavast, 1978). Главная долина, по всей вероятности, начинается в северной части Чудского озера, проходит через Теплое и Псковское озера, а далее — на юго-запад через полупогребенную долину Печоры — Выру (Miidel, Tavast, 1978).

Существование такой долины на дне Теплого озера подтверждается геофизическими данными. Зимой 1976 г. через озеро близ пос. Мехикоорма и д. Березовец были заложены гравиметрические профили, по которым составлялись геологические профили долины (Tavast, 1978). Глубина долины близ Мехикоорма доходит до 76 м, а абсолютная высота дна составляет —45 м, что соизмеримо с абсолютными высотами дна долин в материковой части Южной Эстонии. Ширина древней долины достигает одного километра.

Древняя долина близ дер. Березовец имеет два рукава. Глубина их почти одинаковая, достигает 70 м. Вторая древняя долина на дне Теплого озера, видимо, связана с погребенной долиной р. Выханду, которая впадает в главную долину меридионального простиранья. Днища обеих долин находятся на 45 м ниже современного уровня моря. Западнее ширина долины — около 900 м, восточнее — 500 м. Продолжение этих долин требует еще дальнейшего изучения, но распространение их в южном направлении подтверждено геологическими данными.

Южный и восточный берег Псковско-Чудского озера также расчленен погребенными долинами (Исаченков, 1969а, б; Саммет, 1961 и др.). Так, в долине р. Обдеха (у д. Соха) дно долины лежит на абсолютной отметке —13 м, а у дер. Вашина Гора на абсолютной отметке —21 м. На восточном берегу Псковско-Чудского озера наиболее крупной погребенной долиной является Плюсская, имеющая меридиональное простиранье (Саммет, 1961). Дно ее лежит у сел Крапивно и Чернёво на абсолютных отметках соответственно —13 и —7 м. К погребенным долинам приурочены, вероятно, также долины рр. Желчи, Черной и Толбы. В какой-то мере об этом свидетельствует установление кровли коренных пород у пос. Ямм на абс. отметке —29 м (Малаховский, Баканова, 1971).

Сток в Псковско-Чудской котловине был направлен с севера на юг. Расположенные близ восточного и западного берегов долины соединялись, видимо, где-то в середине нынешнего Чудского озера, образуя направленную на юг основную долину, которая прослеживается до южного берега современного Псковского озера, где она поворачивает в древнюю долину Печоры — Выру.

По имеющимся геологическим и геофизическим исследованиям можно предположить, что до начала плейстоцена в пределах Псковско-Чудской котловины существовала сложная гидрографическая сеть.

О плейстоценовом этапе развития долин Псковско-Чудской котловины достоверные научные факты отсутствуют. Поскольку котловина Псковско-Чудского озера в плейстоцене по крайней мере четырехкратно покрывалась материковыми ледниками (Раукас, Ряхни, 1969), то большинство доледниковых долин сильно видоизменены ледниками и их та-

лыми водами, а более мелкие — полностью уничтожены. В результате экзарации и сама котловина постепенно приобрела современные контуры, а в соответствии с этим возросло значение ее как вместилища талых вод и со временем она стала базисом эрозии для межледниковой речной сети. Это определило направление в общие условия стока, которые постепенно приблизились к современным.

Современная речная сеть в котловине стала развиваться в позднем плейстоцене в связи с деградацией ледника последнего оледенения и развитием ледниковых озер, возникших перед отступающим ледниковым краем. Целесообразнее выделить формирование и развитие долин в промежутке времени от максимума отепяской стадии (когда образовалось I Псковское приледниковое озеро) до начала голоцена (когда озерные условия сохранились только в северной части котловины) как самостоятельный позднеледниковый этап развития речной сети.

Хотя развитие озерной впадины в позднем плейстоцене подробно освещено в ряде работ (Раукас, Ряхни, 1969; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971; Мийдел, Пиррус, Раукас, Ряхни, 1975 и др.), мы все же для лучшего понимания эволюции гидросети коротко упомянем некоторые основные моменты. В период отепяской стадии до окончательной дегляциации впадины перед отступающим ледниковым краем образовалось постепенно расширяющееся приледниковое озеро, уровень которого понижался с отступанием ледника. Во время отепяской стадии образовались I и II Псковское приледниковые озера с уровнем воды соответственно выше и ниже 70 м над уровнем моря. Тогда же началось и формирование позднеледниковой долины р. Пиуза. Вначале талые воды текли по ней на запад, но с понижением уровня воды ниже 70 м сток в этом направлении прекратился. С Псковским приледниковым озером связано и заложение долин рр. Выханду и Ахья.

Дальнейшее отступление ледника привело к образованию I, II и III Чудского приледниковых озер с несколькими фазами. Сток из озера происходил через древнюю долину р. Суур-Эмайыги на запад, а затем по долине р. Вяйке-Эмайыги на юг. Позднее, когда от льда освободились пороги стока близ г. Вильянди, сток направился на запад по Вильяндиской древней долине и, возможно, по ложбине Навести. Конец послеледникового времени и начало голоцена сопровождалась глубокой регрессией Чудского приледникового озера, в результате чего значительная часть впадины осушилась, кроме ее северной части, где возникло так называемое Малое Чудское озеро (Орвику, 1960; Kajak, 1964 и др.).

В позднеледниковом этапе формировались долины южной части Псковско-Чудской впадины. Образование долин в северной части впадины произошло уже на голоценовом этапе. Различия в развитии речных долин южной и северной части Псковско-Чудской впадины четко отражаются в строении долин. В южной части широко развиты террасы (Hang, Liblik, Linkrus, 1964; Liblik, 1966; Sokman, 1971; * Муру, 1970). Л. Муру (Муру, 1970**) установила в долине р. Ахья пять пучков террас: пучок А с террасами на абсолютных высотах 85 м, 84 и 76 м; Б — 62,5 и 61,5 м; В — 54 м, 52 и 50 м; Г — 44 и 41 м и Д — 39 м, 38, 37,

* Sokman, A. Võhandu jõe alamjooksu oru ja selle ümbruse geomorfoloogiat. Дипл. работа. Каф-ра физ. геогр. ТГУ. Тарту, 1971.

** Муру, Л. Ahja jõe oru geomorfoloogiat. Дипл. работа. Каф-ра физ. геогр. ТГУ. Тарту, 1970.

35 и 34 м. По А. Сокман (Sokman, 1971), в долине р. Выханду террасы развиты на абсолютных высотах 46,5—47,5 м; 45 м; 39; 36,5; 35 и 32,2 м. В долине р. Пиузы (рис. 1) они встречаются на абсолютных высотах 62 м, 60, 51, 48, 45, 41, 37, 35 и 33 м (Hang, Liblik, Linkrus, 1964; Liblik, 1966). Образование террас обычно связывают с разными стадиями и фазами Псковского и Чудского озер (Hang, Liblik, Linkrus, 1964; Liblik, 1966; Мигу, 1970; Sokman, 1971; Раукас, Ряхни, 1969 и др.). А. Сокман (Sokman, 1971) и Л. Муру (Migu, 1970) отмечают, что террасы в долинах рр. Выханду и Ахья очень хорошо увязываются с беревыми образованиями Чудского озера, установленными Т. Либлик (1969) между Калласте и Кавасте. Большинство террас сложено флювиогляциальными (древнеаллювиальными?) отложениями, не содержащими растительных остатков или прослоек органических отложений, что также указывает на их образование в конце плейстоцена.

В долинах рек северной части впадины надпойменные террасы по имеющимся скудным данным мало распространены. Соответствующие сведения имеются только по долине р. Раннапунгерья. А. Тухканен (Tuhkanen, 1968*) установила там 7 надпойменных террас, имеющих абсолютные высоты 40,5 м; 38,4; 37,0; 36,2; 34,0—34,6; 33 и 32,4 м. А. Тухканен считает, что все эти террасы образовались в конце позднеледникового времени и в начале голоцена, когда в северной части впадины существовало Малое Чудское озеро (рис. 2).

Нам кажется более достоверным, что если не все террасы, то по меньшей мере террасы от I до V (снизу) значительно моложе. Прослеживая вниз по течению IV и V террасы, абсолютные высоты которых 36,2 и 37,0 м соответственно, устанавливается приуроченность их к береговым образованиям Раадна, расположенным на абсолютной высоте 36 м и образовавшимся во второй половине атлантического периода (Мийдел и др., 1972**). Следовательно, и IV и V террасы такого же возраста, а I, II и III террасы — еще моложе.

На голоценовый возраст террас р. Раннапунгерья указывает также характер ее отложений. В аллювиальных, например, часты слои, содержащие много органического материала (листьев, сучьев, целых стволов), что не характерно для позднеледниковых отложений. Учитывая сказанное, следует считать, что развитие долины р. Раннапунгерья и, возможно, многих других долин северной части впадины началось в основном в среднем голоцене. Этот вывод в какой-то мере подкрепляется изучением старичных отложений р. Наровы вблизи Васькарвы, где накопление аллювия, по мнению Р. Пиррус (Мийдел и др., 1972**), началось во второй половине атлантического периода.

Необходимо подчеркнуть, что ограниченное распространение террас в долинах северной части Псковско-Чудской впадины в большой мере объясняется равнинностью древнего и современного рельефа, малыми относительными высотами и уклонами рельефа, не способствующими врезанию рек и образованию глубоких террасированных долин.

* Tuhkanen, A. Mõnede Alutaguse keskosa pinnavormide geneesi probleemidest. Дипл. работа. Каф-ра физ. геогр. ТГУ. Тарту, 1968.

** Мийдел А. М., Паап Ю.-А. А., Пиррус Р. О., Раукас А. В., Ряхни Э. Э., Сарв А. А. Геологическое строение и развитие впадины Чудского и Псковского озер. Таллин, 1972. Ин-т геол. АН ЭССР (рукопись), 388 с.



Рис. 1. Спектр террас р. Пиузы по данным Т. Либлик (Liblik, 1966).

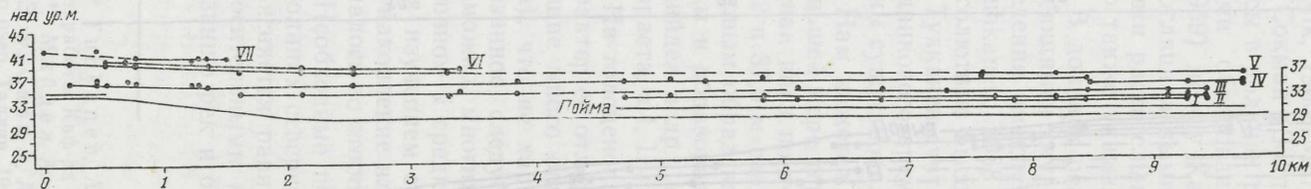


Рис. 2. Спектр террас р. Раннапунгерья по данным А. Тухканен (Tuhkanen, 1968).

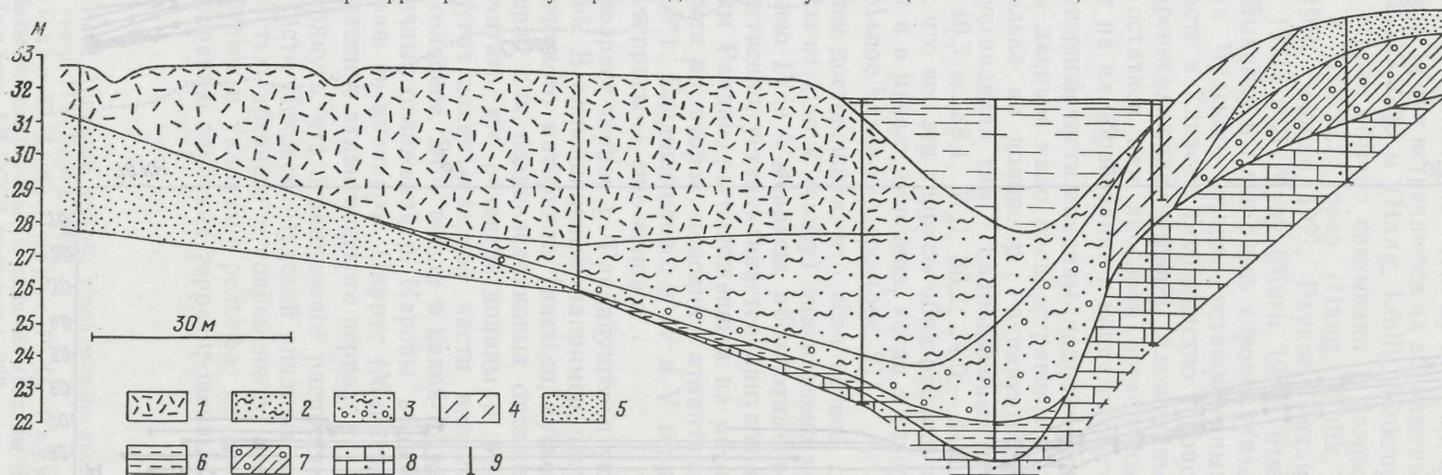


Рис. 3. Геологический профиль долины р. Ахья у Ляэнисте по К. Пярна с дополнениями А. Мийдела: 1 — торф; 2—3 — песчаные (2) и гравийные (3) аллювиальные отложения с растительными остатками; 4 — супесчаные делювиальные отложения; 5 — песчаные озерно-ледниковые отложения; 6 — суглинистые озерно-ледниковые (?) отложения; 7 — моренные отложения; 8 — девонские песчаники; 9 — буровые скважины.

В долинах южной части впадины террасы начинаются в среднем течении рек, которые спускаются с возвышенностей, окружающих впадину. Таким образом, большая относительная высота между возвышенностями и впадиной была орографической предпосылкой для глубокого вырезания рек и тем самым для образования террас. Это привело к образованию многочисленных террас, образующих открытые в направлении устьев спектры. Анализ спектров террас позволяет сделать некоторые выводы об особенностях развития долин в позднеледниковом этапе. Террасы выпадают из спектра в виде целых групп, причем относительная высота между группами понижается сверху вниз, что указывает на скачкообразное понижение уровня воды Псковского и Чудского приледниковых озер. Уровни террас во всех долинах понижаются в сторону устьев, т. е. в сторону стока. Возникает вопрос, каковы были источники питания рек? Ведь ясно, что расходы должны были быть большими, чем в современное время. Если учесть возможное существование вечной мерзлоты в Южной Эстонии в позднеледниковое время, то роль подземного питания рек можно считать скромной. Поэтому весьма достоверно, что на Отепяской и Хааньяской возвышенностях долгое время существовали массы мертвого льда, имеющего большое значение в питании рек.

И наконец необходимо отметить исключительно большую интенсивность долинообразования в рассматриваемом этапе. По данным Т. Либлик (Liblik, 1966), А. Раукаса и Э. Ряхни (1969) и А. Раукаса и др. (1971), врез р. Пиузы с начала образования террас группы Б составляет не менее 30 м. Предполагая, что террасы группы Б образовались во время отепяской стадии, т. е. около 12 600 лет назад и что врез р. Пиузы прекратился в позднем дриасе, т. е. около 10 200 лет назад, получается, что средняя скорость вреза составляет 1,3 см/год. Для сравнения отметим, что в Северной Эстонии максимальный врез за весь голоцен был всего лишь 35 м, т. е. средняя скорость вреза составляла только 0,35 см/год.

Для выяснения особенностей развития речных долин Псковско-Чудской впадины очень важны данные о мощностях и возрасте аллювиальных отложений. В целом мощности аллювия в долинах Южной Эстонии довольно значительные (Орвику, 1960, 1969), причем во всех речных долинах, впадающих в южную часть Чудского озера и в Псковское озеро, мощность этих отложений в общих чертах увеличивается вниз по течению и во многих случаях на приустьевых участках достигает значительной величины. В долине р. Ахья у Ляэнисте (рис. 3) мощность аллювия вместе с покрывающим торфом составляет 8 м, в долине р. Выханду у Ряпина — не менее 10 м а у Вылпсу — 7—8 м. Следует отметить, что в последнем случае не совсем ясен генезис мелкозернистых отложений, залегающих под торфом. Возможно, что часть из них аллювиально-озерные или даже озерно-ледниковые. Но если они аллювиальные, то мощность аллювия в нижнем течении р. Выханду достигает 13 — 13,5 м (Мийдел, 1966).

Приведенные выше данные, а также расположение дна долин значительно ниже современного уровня Чудского и Псковского озер указывает на переуглубление долин в южной части впадины. Высотное расположение дна долин в северной части впадины, наоборот, говорит о том, что здесь уровень озера никогда не понижался ниже современного уровня (рис. 4).

Известно, что переуглубление долин в южной части впадины про-

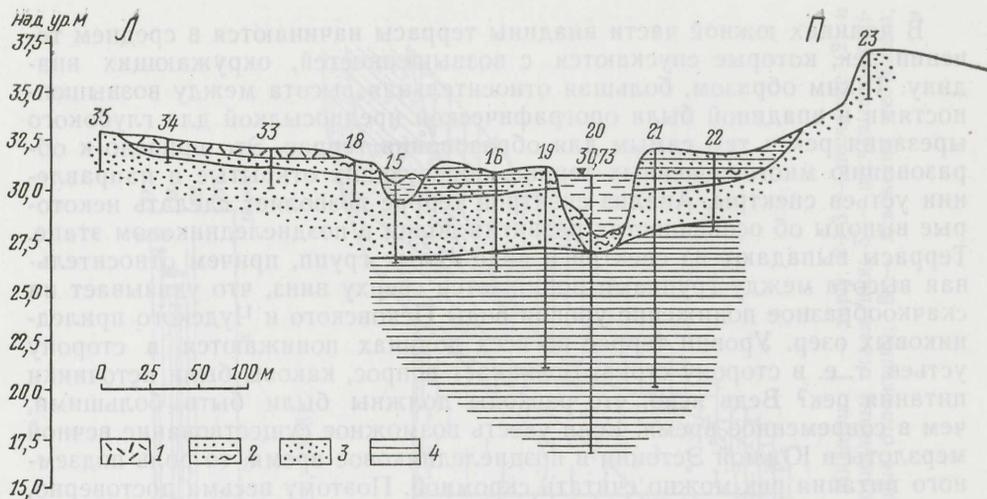


Рис. 4. Геологический профиль долины р. Раннапунгерья в ее устье по В. Дзилна с дополнениями А. Мийдела: 1 — торф, 2—3 — супесчаные (2) и песчаные (3) аллювиальные отложения, 4 — озерно-ледниковые отложения (ленточные глины).

изошло в конце позднеледникового времени или в начале голоцена, когда водоем во впадине сильно сократился и образовалось так называемое Малое Чудское озеро. С учетом данных о прилегающих к озеру болотах (Мийдел и др., 1972), можно сделать вывод, что регрессия эта имела место в конце позднего дриаса. Интенсивное поднятие уровня озера и соответственно заполнение переуглубленных долин с аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями, а также заболачивание долин началось в устье р. Суур-Эмайыги (Thomson, 1939; Сарв, Ильвес, 1975) и р. Ровья во второй половине атлантического периода. В устье р. Кунести залегающие под торфом пески образовались в начале атлантического периода, в течение которого произошло и интенсивное торфообразование. В устье р. Самолва накопление торфа началось в начале суббореала. Итак, приведенные данные не поддерживают взгляда Э. Саммета (1965) о том, что в бореальном периоде в южной части Псковско-Чудского озера происходила трансгрессия, охватившая территорию до абсолютных высот 35—36 м и, что в то время в низовьях рек, впадающих в Псковское озеро, выработались локальные скульптурные террасы.

Таким образом, для голоценового этапа развития долин южной части впадины характерно накопление аллювия в большой мощности и формирование аккумулятивной поймы. При этом отмечены вогнутые продольные профили с падением, обычно уменьшающимся вниз по течению. В связи с поднятием уровня озера ниже течение многих рек было сильно заболочено (Орвику, 1960; Мийдел, 1966). Влияние базиса эрозии распространилось вверх по течению ограничено, вследствие чего развитие долин в среднем течении, не говоря уже о верховьях, происходило независимо от колебаний уровня озера и первостепенное значение приобрели другие геологические факторы в частности характер рельефа коренных пород и ледников.

В северной части впадины наиболее интенсивное развитие речной сети связано с отступанием вод Чудского озера от береговых образова-

ний Раадна. Произошло ли это в течение атлантического периода или немного позже — пока еще не выяснено. Можно предположить, что в результате медленного врезания в условиях равнинного рельефа и слабого поднятия земной коры образовались пойменные долины, в большинстве случаев с нетеррасированными склонами. Если учесть абсолютную высоту V террасы р. Раннаунгерья и принять за возраст ее вторую половину атлантического периода, то получится, что в течение 6600 лет река врезалась на 7—8 м, т. е. со средней скоростью 0,11—0,12 см/год. Значит, эрозионные процессы протекали очень медленно.

Как видно из нашего краткого обзора, развитие речной сети в Псковско-Чудской впадине было весьма сложным. Оно зависело от многих геологических факторов и привело к образованию разнообразных по строению и геоморфологии долин.

В то же время прослеживаемые на дне Псковско-Чудского озера полупогребенные древние (доплейстоценовые и плейстоценовые) долины в значительной мере повлияли на ход осадконакопления в озере. Здесь аккумуляровались мощные донные отложения своеобразного состава, определившегося спецификой течений и волнения в этих долинах (о распределении донных отложений в районе распространения долин см. подробнее в статье А. Раукаса и Э. Ряхни в настоящем сборнике).

Академия наук Эстонской ССР
Институт геологии

ЛИТЕРАТУРА

- Верте А. Я. Древние долины погребенных рек Эстонии и роль их в водообмене и водоснабжении. — Тез. докл. научн. конф. по проблемам внутренних вод Карелии и Прибалтики и их хозяйственного использования. Петрозаводск, 1962, с. 109—111.
- Исаченков В. А. Материалы по геоморфологии долины р. Велкой. — Сб. геогр. и биол., вып. 22. Псковский гос. пед. ин-т. Псков, 1969а, с. 21—31.
- Исаченков В. А. О девонской куэсте на территории Псковской области. — Сб. геогр. и биол., вып. 22. Псковский гос. пед. ин-т. Псков, 1969б, с. 3—10.
- Каяк К. Древний рельеф Эстонии. — Тез. докл. VII науч. конф. геологов Прибалтики и Белоруссии. Таллин, 1970, с. 158—161.
- Либлик Т. О древних береговых образованиях на западном побережье Чудского озера. — Уч. зап. Тарт. гос. ун-та, вып. 237. Тр. по геогр. VI. Тарту, 1969, с. 3—18.
- Малаховский Д. Б., Баканова И. П. Геоморфология. — В кн.: Геология СССР, т. 1. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. М., «Недра», 1971, с. 425—465.
- Мийдел А. О связи между современными движениями земной коры и эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек Эстонии. — «Изв. АН ЭССР, сер. физ.-мат. и техн. наук», 1966, 15, 1, с. 121—133.
- Мийдел А., Пиррус Р., Раукас А., Ряхни Э. Основные этапы развития Псковско-Чудской озерной впадины. — В кн.: История озер в голоцене. IV Всесоюз. симпозиум по истории озер. Тез. докл., т. 3. Л., 1975, с. 50—55.
- Орвику К. К. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. — Мат-лы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике. Тарту, 1960, с. 120—143.
- Орвику К. К. Влияние поднятия земной коры на геолого-геоморфологическое развитие территории Эстонии в позднеледниковое время и в голоцене. — В сб.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Недра», 1969, с. 163—171.
- Раукас А., Ряхни Э. О геологическом развитии впадины и бассейнов Чудского и Псковского озер. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1969, 18, 2, с. 113—127.
- Раукас А. В., Ряхни Э. Э., Мийдел А. М. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. — Таллин, «Валгус», 1971. 226 с.
- Саммет Э. Ю. Основные этапы развития некоторых типов приледниковых озер в западной части Ленинградской и Псковской областей. — В кн.: Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л., 1965, с. 75—78.

- Сарв А., Ильвес Э. О возрасте голоценовых отложений приустья реки Эмайгги (по материалам изучения разреза Савику). — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1975, 24, № 1, с. 64—69.
- Таваст Э. Рельеф коренных пород Эстонии и его влияние на формирование четвертичных отложений и форм рельефа. — Автореф. дис. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Вильнюс, 1978. 23 с.
- Эльтерман Г. Ю., Раукс А. В. Некоторые примеры сопоставления макроскопически сходных разновозрастных морен на основе их литологического изучения. — «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1963, 12, с. 23—37.
- Hang, E., Liblik, T., Linkrus, E. On the relations between Estonian valley terraces and lake and sea levels in the late-glacial and holocene periods. — Transactions of the Tartu State University 156. Publications on geography IV, 1964, lk. 29—42.
- Kajak, K. Peipsi nõo geoloogiast ja geomorfoloogist. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1963, Tallinn, 1964, lk. 20—33.
- Liblik, T. Jooni Piisa oru geomorfoloogist. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1964/1965, Tallinn, 1966, lk. 34—55.
- Miidel, A., Tavast, E. Eesti mattunud orud. — «Eesti Loodus», 1978, 2, lk. 105—110.
- Tavast, E. Gravimeetriga talvisel Lämmijärvel — «Eesti Loodus», 1978, 2, lk. 111—112.
- Tammekann, A. Das Relief und die Abflussverhältnisse in Estland. — 2. Baltische hydrologische und hydrometrische Konferenz Tallinn, Juni 1928, Tallinn, 1928, 5 S.
- Tammekann, A. Die präglazialen. Züge in der Oberflächengestaltung Estlands. — Aph. Tartu. Soc. Litt. Est. in Svecia. Stockholm, 1949, S. 440—452.
- Thomson, P. W. Ülevaade Eesti soodest. — «Eesti Loodus», 1939, 2/3, lk. 90—98.

JÕEVÕRGU ARENG PIHKVA—PEIPSI NÕOS

A. MIIDEL, E. TAVAST

Resümee

Jõevõrgu arengus eristatakse 4 etappi: kvaternaarieelne, pleistosenne, hilisjääaegne ja jääajajärgne. Oletatakse, et kvaternaarieelsel ajal kulgesid vooluveed piki Pihkva—Peipsi nõgu lõunasse ja edasi mööda Petseri-Võru orgu läände. Tänapäeva jõevõrgu põhijooned kujunesid hilisjääajal sõltuvalt Pihkva ja Peipsi jääjärvede arengust. Seda ajaliselts lühikest etappi iseloomustab erosiooni suur kiirus. Summaarne vooluvete sisselõikumine on vähemalt 35—45 m. Sel ajal tekkisid orgudes arvukad terrassid (joon. 1), mis on seostatavad eelmainitud jääjärvede tasemetega. Otsustades terrasside spektri järgi, alanes jääjärvede tase hüppeliselt, sisselõikumise kiirus oli 1,3 cm aastas. Jõgede toitumises oli suur osa ümbritsevatel kõrgustikel sulaval surnud jääl. Etapp lõppes hilisdrüüases ulatusliku regressiooniga. Peipsi-Pihkva järve lõunaosas alanes veetase, võrreldes nüüdisaegsega, vähemalt 10 m. Järve põhjaosas ei ole veetase nüüdisaegsest madalam (joon. 3) olnud. Siin kujunes Väike-Peipsi, mis jääajajärgsel etapil valgus lõuna suunas. Soode uurimise andmete põhjal algas see atlantilise perioodi teisel poolel. Lõunas järve suubuvate jõgede alamjooksu orgudes settis palju alluviaalseid setteid (paksus koos katva turbaga 8—13,5 m). Peipsi põhjaosas oli orgude areng sel ajal aeglane — sisselõikumise kiirus 0,11—0,12 cm aastas ja suurus mitte vähem kui 7—8 m (Rannapungerja jõe org, joon. 4). Terrassid on siin vähe levinud. Neid on teada ainult Rannapungerja jõe orust.

THE DEVELOPMENT OF RIVERS IN THE PIHKVA—PEIPSI DEPRESSION

A. MIIDEL, E. TAVAST

Summary

Four stages of the development of rivers have been distinguished: Pre-quaternary, Pleistocene, Late Glacial and Holocene. It is supposed that in the Prequaternary there were rivers that flowed southwards along the Pihkva-Peipsi depression and then westwards along the Petsery—Võru valley. The contemporary rivers were formed in the Late Glacial, depending on the development of the Pihkva and Peipsi glacial lakes. The amount of downcutting during Late Glacial and Holocene was 35—45 m. At that time numerous valley terraces (Fig. 1) were formed, connected with the levels of the abovementioned glacial lakes. Judging by the spectrum of the terraces, the levels of the glacial lakes abated gradually (the rate of downcutting was 1,3 cm/year). The rivers got feed from the dead ice of the surrounding uplands. That stage ended with regression in the Younger Dryas. In the southern part of the Peipsi-Pihkva Lake, the level lowered at least 10 m (Fig. 3) in comparison to the contemporary one. The level of the northern part of the lake has not been lower than the contemporary one (Fig. 4). The Small Peipsi Lake developed here, later spreading southwards. The data of research into the bogs show that this transgression took place in the second half of the Atlantic. Thick bog deposits (8—13,5 m) are observed in the valleys of rivers that flow into the southern part of the lake. The rate of the downcutting of rivers (Rannapungerja River, Fig. 4) in the northern part of the Peipsi Lake was slow at that time, being 0,11—0,12 cm/year and in total not more than 8 m. Terraces are very rare here, occurring in the Rannapungerja valley only (Fig. 2).

*Academy of Sciences of the Estonian SSR
Institute of Geology*

ПРИМЕНЕНИЕ РАЗБОРНОГО ПЛОТА-КАТАМАРАНА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ МАЛЫХ ОЗЕР

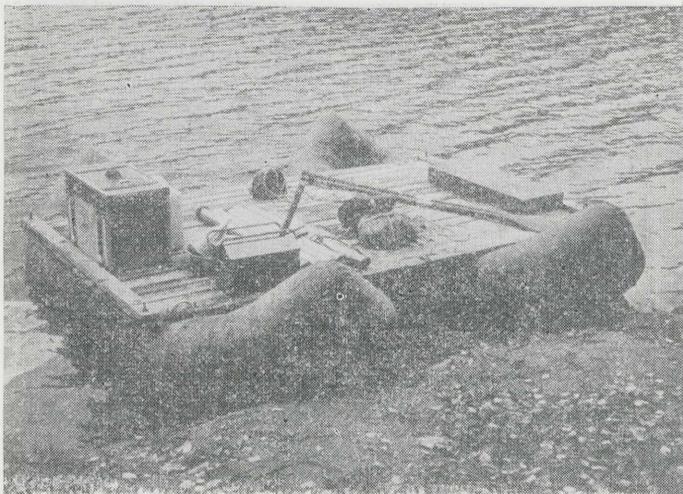
Ю. ПААП

Малые озера (площадью до 500 га) в последнее время все больше привлекают внимание исследователей. Это связано с тем, что в условиях научно-технической революции ощущается дефицит органического вещества (ОВ), нашедшего применение в энергетике, химической переработке и синтезе, сельском хозяйстве, промышленности строительных материалов, медицине и ветеринарии. Озерные отложения имеют немаловажное научное значение также для выяснения послеледниковой истории развития региона.

Изучение отложений современных озер как в научных, так и в практических целях связано с проведением значительного объема буровых работ с отбором большого количества проб на разные виды анализов. При этом скважинами надо обычно проходить отложения мощностью 5—8 м, но нередко и до 15 м. Как правило, для этих целей технические средства «большой геологии» (т. е. механизированные буровые станки) не применимы. При этом вне конкуренции остается использование ручного бурения с разными конструкциями стаканов для получения керна и проб.

Существует несколько способов ручного бурения озерных отложений. Наиболее простой из них (и, возможно, чаще применяемый) — бурение на заболоченном участке озера ближе к линии воды, часто требующее постройки буровой «площадки» из подручных материалов. Однако результаты, полученные таким способом, не всегда можно использовать для качественной характеристики всей озерной залежи. При большой площади акватории озера остается только бурение со льда, которое в наших климатических условиях довольно широко применяется. Но кроме чисто субъективных неудобств (проживание в зимних условиях при низкой температуре, необходимость голыми руками отбирать пробы и т. п.) бурение со льда связано с рядом технических затруднений (непривычно короткий для полевых работ трудовой день, необходимость разогрева и оттаивания соединительных деталей буровых штанг и инструмента, промерзание керна во время описания и отбора проб, трудности ведения достаточно подробной полевой документации и др.). Все это резко снижает производительность труда, а иногда делает достоверность полученных материалов сомнительной.

Бурение с лодки также технически трудно осуществимо, так как при бурении усилие должно быть направлено строго по оси скважины. Для того, чтобы при геологических работах получить полный разрез



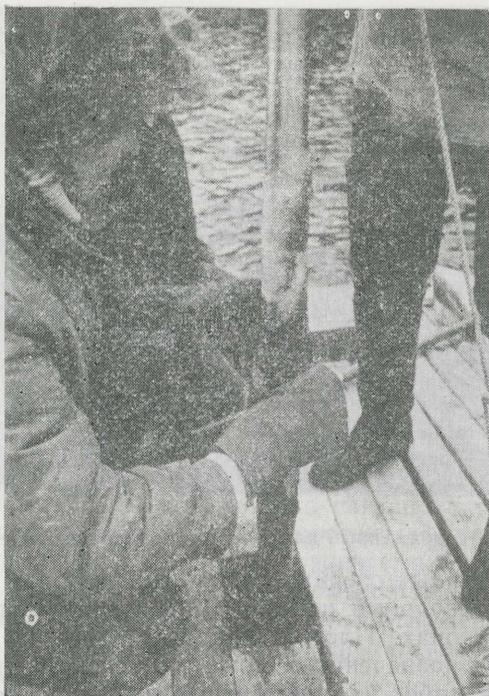
Фиг. 1. Плот-катамаран, снаряженный для бурения с замораживанием.

всей толщи органогенных озерных отложений, автором был сконструирован и построен разборный плот-катамаран «Мудаконн I» на надувных резиновых понтонах. Плот-катамаран «Мудаконн I» (фиг. 1—4) имеет многоцелевое назначение и может с успехом применяться при выполнении разных работ на акватории малых озер. Конструкция плота-катамарана следующая: катамаран образуется двумя многокамерными резиновыми лодками типа ЛЭ-3, каждая грузоподъемностью около 400 кг. Лодки соединяются между собой на расстоянии до одного метра разборной деревянной площадкой размерами $3,2 \times 2,0$ м, в середине которой находится раздвижной люк. На площадке при необходимости может монтироваться малая лебедка (фиг. 1).

Испытания плота-катамарана «Мудаконн I» в течение нескольких лет при изучении ряда озер Эстонской ССР (оз. Лахепере, Вийтна, Ряятсма, Нигула, Каали и др.) показали, что конструкция полностью себя оправдала. Она проста и собирается двумя рабочими почти за 40 минут. Все детали относительно легкие и их можно переносить даже по трясине или заболоченной местности на значительное расстояние. Плот очень устойчив, нечувствителен к волнению, управляется даже лучше, чем одиночная лодка (эффект катамарана) и достаточно надежно закрепляется четырьмя выбросными якорями. На якорях плот сохраняет устойчивость и при умеренном ветре, колебания его центра не превышают нескольких десятков сантиметров. Как доказательство приводим следующий пример. Летом 1979 г. на оз. Лахепера с плота-катамарана была обычным буром с применением большого стакана (диаметр 70 мм) пробурена скважина глубиной 14,5 м, из них 13,6 м в отложениях с сплошным отбором керна.

Рассмотрим еще одну возможность применения плота-катамарана — добычу представительных проб из жидких и полужидких отложений. Для выяснения истории развития многих озер ЭССР и характеристики процессов осадконакопления в них необходимо получить точно стратифицированные пробы и из жидких отложений.

По рекомендации А. Раукаса для этого было применено бурение с замораживанием с плота-катамарана, оснащенного для этой цели малой

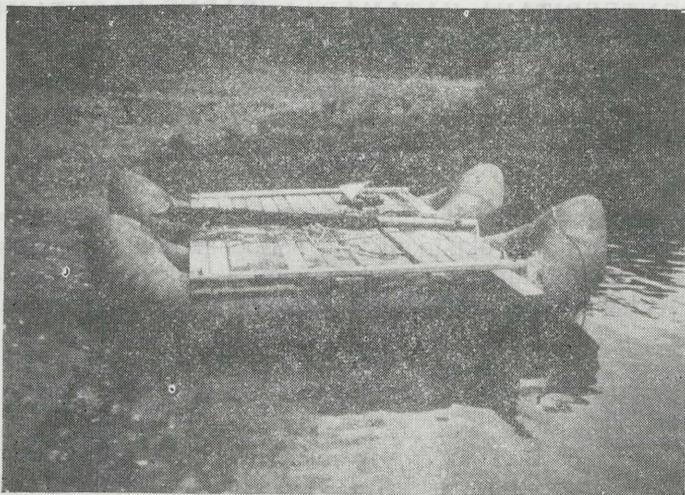


Фиг. 2. При бурении с замораживанием колонка бура с примороженным слоем сапропеля извлекается через раздвижной люк.

лебедкой. При этом использовался сконструированный автором разборный бур из нержавеющей стали. Трубка бура имеет внешний диаметр 70 мм и состоит из 5 звеньев длиной 100 см каждое, соединяемых муфтами. К последнему звену прикрепляется груз с клапаном и хомутом для троса (фиг. 2).

Процесс получения керна основан на следующем. Нужно количество звеньев трубы соединяется муфтами и заполняется твердым CO_2 . После заполнения сухой лед заливается этиловым спиртом или другой жидкостью, имеющей достаточно низкую точку замерзания и не грозящей отравлением озера, в соотношении 1:1 по объему. Трубы закрываются клапаном и свободно на тросе опускаются на дно. Под тяжестью собственного веса колонка труб входит глубоко в сапропелевые отложения. При испарении CO_2 и спирта происходит поглощение тепла, при котором прилегающие к колонке бура отложения (и вода) примерзают к трубам. Например, при испытаниях на озере Вийтна максимальная мощность примерзшего слоя составила 30—32 мм. Заметим здесь, что извлечение колонки бура с примерзшим слоем отложений требует весьма большого усилия и при малейшем наклоне от осевой линии колонка просто не движется с места. Поэтому оснащение плота-катамарана лебедкой для бурения с замораживанием всегда оправдано. Наш опыт показал также, что обработать керн целесообразнее на берегу, где его можно изучить и опробовать (фиг. 3, 4).

В итоге можно сказать, что разборный плот-катамаран «Мудаконн I», построенный на основе многокамерных надувных резиновых



Фиг. 3. Примороженный «кern» доставлен на берег для детального описания и опробования.



Фиг. 4. Бурение с плота-катамарана обычным буром геолога (оз. Лахепера).

лодок, прост по конструкции и устойчив в эксплуатации. Он может найти многоцелевое применение при разных исследованиях, проводимых в летнее время на акваториях малых и труднодоступных озер.

*Академия наук Эстонской ССР
Институт геологии*

MONTEERITAVA KATAMARAANPARVE KASUTAMINE VÄIKESTE JÄRVEDE UURIMISEKS

Ü. PAAP

Resümee

Antakse ülevaade kahe täispuhutava kummipaadi ЛЭ-3 baasil ehitatud katamaraanparve konstruktsioonist ja selle parve kasutamisest väikeste või raskesti ligipääsetavate järvede uurimisel. Üksikasjalikumalt käsitletakse parve kasutamist vedelate sapropeelide puurimisel külmutamis-meetodil.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

ON THE USE OF DECOMPOSED FLOAT IN THE INVESTIGATION OF SMALL LAKES

Ü. PAAP

Summary

The paper deals with the construction of a decomposed float on the basis of two rubber boats, and its use for the investigation of small lakes. The freezing-boring of the nonconsolidated organic sediments is observed in greater detail.

*Academy of Sciences of the Estonian SSR
Institute of Geology*

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
А. Раукас, Э. Ряхни. Структурные типы донных отложений Псковско-Чудского озера и особенности их формирования	5
А. Раукас. О вещественном составе донных отложений Псковско-Чудского озера	23
Р. Пиррус. Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров поверхностного слоя донных отложений Псковско-Чудского озера	42
Н. Давыдова. Диатомовые водоросли в поверхностном слое донных отложений Псковско-Чудского озера	56
Н. Давыдова. Диатомовые водоросли в колонках донных отложений Псковско-Чудского озера	74
Р. Пиррус, В. Тасса. Геология месторождения сапропеля в заливе Вярска ..	82
Ю. Паап, Р. Вески, В. Палу. О геологии озера Лахепера и составе его отложений	94
А. Мийдел. О проблемах изучения неотектонических движений в Псковско-Чудской впадине	116
Э. Ряхни, Э. Таваст. Рельеф коренных пород в Псковско-Чудской впадине и его роль в распределении донных отложений	127
Д. Малаховский. Некоторые вопросы развития гидрографической сети Лужской возвышенности и восточного побережья Псковско-Чудского озера в позднеледниковые и голоцене	134
А. Мийдел, Э. Таваст. Развитие речной сети в Псковско-Чудской впадине ..	143
Ю. Паап. Применение разборного плота-катамарана для исследования малых озер	154

SISUKORD

A. Raukas, E. Rähni. Pihkva-Peipsi järve põhjasetete struktuuritüübid ja nende kujunemise iseärasused. <i>Resümee</i> .	21
A. Raukas. Pihkva-Peipsi järve põhjasetete ainelisest koostisest. <i>Resümee</i> .	40
R. Pirrus. Oietolmu ja eoste levikust Pihkva-Peipsi järve põhjasetete pealmises kihis. <i>Resümee</i> .	55
N. Davydova. Diatomeeetikad Pihkva-Peipsi järve põhjasetete pinnakihis. <i>Resümee</i> .	73
N. Davydova. Diatomeeetikad Pihkva-Peipsi järve põhjasetete puursüdamikis. <i>Resümee</i> .	80
R. Pirrus, V. Tassa. Värskala sapropeelimaardla. <i>Resümee</i> .	92
Ü. Paap, R. Veski, V. Palu. Lahepera järve geoloogiast ja selle setete koostisest. <i>Resümee</i> .	115
A. Miidel. Pihkva-Peipsi nõo neotektooniliste liikumiste uurimise probleemidest. <i>Resümee</i> .	125
E. Rähni, E. Tavast. Pihkva-Peipsi nõo aluspõhja reljeefist ja selle osast põhjasetete jaotumuses. <i>Resümee</i> .	132
D. Malakhovskii. Luuga kõrgustiku ja Pihkva-Peipsi rannikuala idaosa hüdrograafilise võrgu arengust hilisjäajal ja holotseenis. <i>Resümee</i> .	142
A. Miidel, E. Tavast. Jõeõrgu areng Pihkva-Peipsi nõos. <i>Resümee</i> .	152
Ü. Paap. Monteeritava katamaraanparve kasutamine väikeste järvede uurimiseks. <i>Resümee</i> .	158

CONTENTS

Introduction	4
A. Raukas, E. Rähni. Structural types of Pihkva-Peipsi bottom sediments and the peculiarities of their formation. <i>Summary</i> .	22
A. Raukas. On the lithological composition of bottom deposits in the Pihkva-Peipsi Lake. <i>Summary</i> .	41
R. Pirrus. Characteristics of pollen and spore spectra of the upper layer of bottom sediments in Lake Pihkva-Peipsi. <i>Summary</i> .	55
N. Davydova. Diatoms of recent bed sediments in Pihkva-Peipsi Lake. <i>Summary</i> .	73
N. Davydova. Diatoms in sediment cores from Lake Pihkva-Peipsi. <i>Summary</i> .	81
R. Pirrus, V. Tassa. On the sapropel layer at Värskala. <i>Summary</i> .	92
Ü. Paap, R. Veski, V. Palu. On the geology of the Lahepera Lake and the composition of its deposits. <i>Summary</i> .	115
A. Miidel. About the problems of the investigation of neotectonical movements in the Pihkva-Peipsi depression. <i>Summary</i> .	126
E. Rähni, E. Tavast. The bedrock relief of the Pihkva-Peipsi depression and its role in the distribution of bottom deposits. <i>Summary</i> .	132
D. Malakhovskii. Some problems of the drainage system development in the Luga Heights and at the eastern side of the Pihkva and Peipsi lakes in the Late Glacial and Holocene. <i>Summary</i> .	142
A. Miidel, E. Tavast. The development of rivers in the Pihkva-Peipsi depression. <i>Summary</i> .	153
Ü. Paap. On the use of a decomposed float in the investigation of small lakes. <i>Summary</i> .	158

УДК 551.312.48(474.2+470.23+470.25).

Структурные типы донных отложений Псковско-Чудского озера и особенности их формирования. Раукас А., Ряхни Э. — В кн.: Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллин, 1981, с. 5—22 (рус., рез. англ., эст.).

Распределение структурных типов донных отложений в Псковско-Чудском озере определяется гидрометеорологическими и местными геолого-геоморфологическими факторами. Осадочный материал поступает в озеро в результате абразии дна и берега и распределяется здесь согласно рельефу дна под воздействием ветровых волн и течений. Как правило, в открытой мелководной прибрежной части озера встречаются пески или алевритовые пески, а в затишных зонах (заливах) и в центральной относительно глубоководной части озера алевриты и пелиты. Наличие островов и островков несколько усложняет картину дифференциации осадочного материала, но не изменяет ее общего характера. При выявлении особенностей накопления донных отложений в озере особое значение приобретают своеобразные неотектонические условия территории. Вследствие интенсивного поднятия северной части озерной впадины озеро постоянно наступает к югу. В Вярскаской бухте уровень воды с начала бореального климатического периода повысился почти на 10 м. В результате постепенного повышения уровня воды в озере донные отложения становятся сверху более мелкозернистыми. Рис. 6. Табл. 4. Библ. 6 назв.

УДК 551.312.48(474.2+470.23+470.25)

О вещественном составе донных отложений Псковско-Чудского озера. Раукас А. — В кн.: Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллин, 1981, с. 23—41 (рус., рез. англ., эст.).

Освещается минеральный состав песчано-алевритовых и пелитовых фракций, валовой химический состав, содержание органического вещества, микроэлементов, подвижного фосфора, общего азота, легкоподвижных карбонатов и аутигенного кремнезема в поверхностном слое донных отложений озера. Содержание аморфного кремнезема согласуется с распределением в отложениях панцирей диатомовых водорослей, которые в основном приурочены к тонкозернистым осадкам центральных частей водоема и к затишным зонам. Наибольшие концентрации подвижного фосфора, наоборот, приурочены к прибрежной зоне, особенно к заливам и населенным пунктам, что связано с поступлением в озеро хозяйственных отходов и фосфорных удобрений. Карбонатность донных отложений в целом невысокая. Много в них органического вещества, встречающегося в основном в тонкораспыленном виде, но местами также в виде перелотложенного торфа. Вещественный состав изученных отложений во многом зависит от их гранулометрического состава, который в значительной мере затушовывает территориальные различия между отдельными плесами. Рис. 4. Табл. 8. Библ. 7 назв.

УДК 561(119)+551.481:550.86(474.2+470.23+470.25)

Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров поверхностного слоя донных отложений Псковско-Чудского озера. Пиррус Р. — В кн.: Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллин, 1981, с. 42—55 (рус., рез. англ., эст.).

Представлены результаты спорово-пыльцевого анализа поверхностного слоя донных отложений Псковско-Чудского озера с целью выяснения зависимости спорово-пыльцевого состава от различных факторов: растительного покрова окружающей территории, гидродинамического режима озера, влияния впадающих рек и гранулометрического состава отложений. Спорово-пыльцевые спектры глубоководной части озера отчетливо отражают зону и подзону окружающей озеро растительности. Рис. 6. Библ. 17 назв.

УДК 551.248.2(474.2+470.23+470.25)

О проблемах изучения неотектонических движений в Псковско-Чудской впадине. Мийдел А. — В кн.: Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллин, 1981, с. 116—126 (рус., рез. англ., эст.).

О неогеновых, ранне- и среднечетвертичных движениях во впадине достоверных данных нет, что не позволяет выделить всесторонне обоснованные мобильные неотектонические структуры.

До сих пор нет еще четкого представления об азимуте поднятия и о величине поднятия в южной части впадины. Это препятствует составлению спектра древних береговых образований и восстановлению развития впадины. Анализ градиентов уровней позднеледниковых водоемов указывает на быстрое уменьшение скорости поднятия в северной части и совместно с данными о позднеледниковых речных террасах — на малое суммарное поднятие и отсутствие дифференциальных движений в южной части впадины.

Предполагается, что во второй половине атлантического периода уровень озера на севере был на 5—6 м выше современного уровня озера, а в устье р. Суур-Эмайыги — на 4 м ниже. Градиент этого уровня (16,5 см/км) сравним с градиентами Литоринового моря в Эстонии и его изменение говорит в пользу наличия шарнира в средней части впадины.

Благодаря неравномерному поднятию во второй половине атлантического и начале суббореального периода началось поднятие уровня воды в средней и южной части впадины, что привело к заболачиванию берегов, частичному затоплению и накоплению аллювия в устьях рек.

Представления о современных движениях земной коры противоречивы. Учитывая характер продольных профилей рек, картографические и археологические материалы, предпочитается схема современных движений Л. Валлнер и Г. Желлина.

Рис. 3. Библ. 43 назв.

УДК 551.332.55(474.2+470.23+470.25)

Рельеф коренных пород в Псковско-Чудской впадине и его роль в распределении донных отложений. Ряхни Э., Таваст Э. — В кн.: Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллин, 1981, с. 127—133 (рус., рез. англ., эст.).

Рельеф коренных пород в пределах озерной котловины вырисовывается по отдельным буровым скважинам и геологическим данным окружающей озера суши. Авторы исходят из предположения, что впадина образовалась главным образом экзарационным путем и по аналогии с другими гляциодепрессиями она имеет простое геологическое строение и малую мощность четвертичного покрова. Монотонный характер коренного рельефа с абсолютными отметками около 20 м в северной части котловины и около 30 м в ее южной части осложнен густой сетью доледниковых погребенных долин глубиной до 55—100 м (абс. отметки дна — 12—27 м). Рельеф коренных пород во многом повлиял на четвертичное осадконакопление, в том числе косвенно и на накопление современных озерных осадков. Рис. 1. Библ. 13 назв.

УДК 551.794(470.23)

Некоторые вопросы развития гидрографической сети Лужской возвышенности и восточного побережья Псковско-Чудского озера в позднеледниковье и голоцене. Малаховский Д. — В кн.: Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллин, 1981, с. 134—142 (рус.; рез. англ., эст.).

Изучение голоценовых отложений района позволило установить тесную взаимосвязь между формированием аллювиальных, озерных и болотных толщ, обусловленную в первую очередь перестройкой гидрографической сети в бассейнах Псковско-Чудского озера и р. Плюссы в послеледниковое время. Рис. 4. Библ. 4 назв.

УДК 551.436.1+551.792/794(474.2+470.23+470.25)

Развитие речной сети в Псковско-Чудской впадине. Мийдел А., Таваст Э. — В кн.: Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллин, 1981, с. 143—153 (рус.; рез. англ., эст.).

В развитии речной сети выделены четыре основных этапа: доплейстоценовый, плейстоценовый, позднеледниковый последнего оледенения и голоценовый. Предполагается, что на доплейстоценовом этапе сток происходил вдоль Псковско-Чудской впадины на юг до южного берега современного Псковского озера и дальше по полупогребенной долине Печоры—Выру на запад. Основные черты современной речной сети формировались на позднеледниковом этапе в связи с развитием Псковского и Чудского приледниковых озер. Этот короткий по продолжительности этап характеризуется большой интенсивностью долинообразовательных процессов. Суммарный врез достигал не менее 35—45 м. В долинах образовались многочисленные террасы (рис. 1), связанные с уровнями вышеназванных ледниковых озер. Судя по спектрам террас, уровень бассейнов понижался скачкообразно, скорость врезания составляла 1,3 см/год. В питании рек большое значение имели массы мертвых льдов, таявших на возвышенностях Огепа и Хаанья. Этап завершился глубокой регрессией в позднем дриасе. Уровень озера в это время в южной части Чудского и Псковского озер был ниже современного не менее 10 м. На севере уровень никогда не понижался ниже современного. Здесь образовалось Малое Чудское озеро, которое расширилось на голоценовом этапе и трансгрессировало на юг. Процесс начался во второй половине атлантического периода. В долинах южной части впадины накопились аллювиальные отложения мощностью 8—13,5 м. В долинах северной части происходило медленное врезание со скоростью 0,11—0,12 см/год. Величина вреза составляет не менее 7—8 м (долина р. Раннапунгерья). Террасы в долинах редки. Рис. 4. Библ. 25 назв.

УДК 551.312.4:550.822.5(474.2)

Применение разборного плота-катамарана для исследования малых озер. Паап Ю. — В кн.: Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллин, 1981, с. 154—158 (рус.; рез. англ., эст.).

Описывается конструкция разборного плота-катамарана «Мудаконн 1», построенного на основе двух многокамерных резиновых лодок типа ЛЭ-3. Плот имеет грузоподъемность около 800 кг, его рабочая площадка имеет размеры 3,2×2,0 м, он устойчив на воде, может оснащаться дополнительными приспособлениями (например, лебедкой). С его помощью можно провести бурение озерных отложений до глубины 10 м и более. Фиг. 4.

УДК 577.47+561.26(474.2+470.23+470.25)

Диатомовые водоросли в поверхностном слое донных отложений Псковско-Чудского озера. Давыдова Н. — В кн.: Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллин, 1981, с. 56—73 (рус.; рез. англ., эст.).

В Псковско-Чудском озере с 65 станций взяты образцы верхнего слоя донных отложений, в которых обнаружен 221 таксон диатомей. В Чудском озере доминировали планктонные *Melosira granulata*, *M. islandica* subsp. *helvetica*, *M. ambigua* и бентосная *Fragilaria brevistriata*. В Псковском — бентосные *F. brevistriata*, *F. construens* et var., *Orephoga martyi*. Концентрация створок в осадках варьировала в пределах $3 \cdot 10^{-3}$ —48 млн. на 1 г сырого веса. Аккумуляция диатомей приурочена к центральным областям озер, где накапливаются тонкие илы. Индексы сапробности, вычисленные для каждой станции по методу Пантле-Бука, в среднем для озера составляют 1,77—1,82, т. е. озеро относится к β -мезосапробным водоемам. Рис. 6. Табл. 3. Библ. 20 назв.

УДК 577.47+561.26(474.2+470.23+470.25)

Диатомовые водоросли в колонках донных отложений Псковско-Чудского озера. Давыдова Н. — В кн.: Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллин, 1981, с. 74—81 (рус.; рез. англ., эст.).

Выполнен диатомовый анализ двух колонок отложений длиной 90 и 145 см. Описана диатомовая флора озерных бассейнов DR₂, BO, AT, SB и SA. Установлено, что на всех изученных этапах истории озеро было пресноводным и достаточно глубоким. Процесс эвтрофирования начался в AT и продолжается по настоящее время, причем на последнем этапе он обусловлен не только природными, но и антропогенными факторами. В исследованных районах с середины BO наблюдается обмеление озера. Рис. 2. Библ. 8 назв.

УДК 551.481+551.793(474.2)

Геология месторождения сапропеля в заливе Вярска. Пиррус Р., Тасса В. — В кн.: Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллин, 1981, с. 82—93 (рус.; рез. англ., эст.).

В заливе Вярска Псковского озера установлены крупные запасы высококачественного сапропеля пригодного для лечебных целей и в народном хозяйстве. Приведены химические и бальнеологические характеристики сапропелей. Рассматривается геологическое строение залежи и на основе палинологических данных представляется геологическое развитие залива в голоцене. Табл. 2. Рис. 5. Библ. 5 назв.

УДК 551.312:553.973:543(474.2)

О геологии озера Лахепера и составе его отложений. Паап Ю., Вески Р., Палу В. — В кн.: Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллин, 1981, с. 94—115 (рус.; рез. англ., эст.).

Впервые приводятся данные о геологическом строении оз. Лахепера, расположенного в устьевой части Наелавереской древней долины. Описывается химический состав сапропелей, заполняющих котлован озера и имеющих значительную мощность (7—8 м). Делается вывод, что залежи сапропеля в оз. Лахепера обладают значительной и выдержанной мощностью, они относительно однородны, постоянны по составу и потенциально пригодны к применению в различных целях.

Авторы делают следующие общие выводы: оз. Лахепера развивалось неразрывно от Псковско-Чудского бассейна; методика геологического и химического изучения озерных сапропелей республики требует доработки; сапропели республики изучены недостаточно и, по существу, не подготовлены для добычи; озерные сапропели могут быть применены в сельском хозяйстве; оз. Лахепера по своим горно-техническим и геологическим условиям, а также по составу отложений и количеству запасов (около 6 млн. м³) представляет одно из наиболее перспективных месторождений сапропелей Эстонии. Рис. 8. Табл. 7. Библ. 11 назв.

