

А. РАУКАС, Э. РЯХНИ

О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ВПАДИНЫ И БАССЕЙНОВ ЧУДСКОГО И ПСКОВСКОГО ОЗЕР

Геологическое строение и развитие впадины Чудского и Псковского озер и эволюция распространявшихся в ней водоемов уже издавна привлекали внимание исследователей. Тем не менее многие вопросы в этой области еще не решены и, по-видимому, еще долгие годы будут служить объектом оживленных дискуссий. Настоящая статья является некоторым вкладом в решение этой проблемы.

Впадина Чудского и Псковского озер образовалась, вероятно, уже в доледниковое время (Zur Mühlen, 1918; Mieler, 1926; Orviku, 1959 и др.). Она сформировалась в основном в полосе песчано-глинистых отложений среднего и верхнего девона, которые относительно легко подвергались разрушению. Опираясь на несогласное залегание отложений нарковского горизонта среднего девона на отложениях ордовика, К. Каяк (Kajak, 1964) предполагает, что по меньшей мере северная часть впадины Чудского озера начала формироваться уже до нарковского времени, причем для образования Лужско-Нарвской и Оямааской низменностей, видимо, существовали предпосылки тектонического характера в виде зон тектонических нарушений северо-восточного и северо-западного направлений. Образование Псковской низины также связано с активной денудацией в зоне повышенной трещиноватости пород (Исаченков, 1966). Не исключено, что подразделение впадины Чудского и Псковского озер на две полуизолированные части может быть в какой-то степени предопределено локальными депрессиями (Исаченков, 1966), хотя для подтверждения этого предположения пока геологических данных не имеется.

Судя по геологическому строению Саадъярвского друмлинового поля, Отепяской и Хааньяской возвышенностей (Каяк, 1965а, б), описываемая впадина в плейстоцене по крайней мере четырехкратно покрывалась щитом материкового льда, который продвигался главным образом с севера на юг и с северо-запада на юго-восток, что отражается и в современной морфологии впадины. Учитывая последнее обстоятельство, некоторые исследователи (Grewingk, 1879; Hausen, 1913; Тамтекапп, 1928) считали, что впадина Чудского и Псковского озер образовалась экзарационным путем.

Каким был рельеф рассматриваемой озерной впадины до материковых оледенений и во время отдельных межледниковий, судить довольно трудно. Принимая во внимание значительную глубину (местами до 60—80 и более метров) погребенных или частично погребенных долин в пределах впадины и на соседних территориях, состав отложений, слагающих долины, и низкое положение базиса эрозии долин, можно предположить, что по крайней мере в доледниковое время, но, вероятно, и

на протяжении межледниковой впадина Чудско-Псковского водоема была освоена речной сетью с преобладающим направлением течения рек на запад и юго-запад (Тамтекапп, 1928 и др.).

В ходе деградации ледников последнего оледенения в пределах впадины Чудского и Псковского озер сформировались краевые ледниковые образования двух стадий (или фаз), которые в Псковской и Ленинградской областях именуется как лужская и невская (Алейников, 1957, 1960; Вигдорчик и др., 1962 и др.), а в Эстонии как хааньяская и панди-вереская (Раукас, 1963 и др.) или как южноэстонская и североэстонская (Каяк, 1963) стадии. Краевые образования более древней, крестецкой стадии (или фазы) отстоят от рассматриваемой нами территории сравнительно далеко (они развиты вдоль карбонового уступа и по краям Бежаницкой и Судомской возвышенностей), но местами в Чудско-Псковской впадине, видимо, встречается морена и этой стадии.

После крестецкой стадии, как известно, наступил плюсский (Вигдорчик и др., 1962), или раунисский (бурзавский) (Саввантов, Страуме, 1963; Саввантов и др., 1964 и др.), межстадиал (межфазил), во время которого на западе Ленинградской области и на востоке Латвии произрастали сосново-березовые леса с примесью ели и ольхи. По присутствию остатков перигляциальных растений (таких, как *Betula nana*, *Salix polaris*, *Dryas octopetala* и др.) можно сделать вывод о довольно суровых климатических условиях этого межстадиала (Серебрянный, Раукас, 1966, 1967). Время существования плюсского (раунисского) межстадиала — 13 500—13 200 лет назад, а продолжительность его не более 500 лет (Серебрянный, Раукас, 1966). Ледники в результате плюсского (раунисского) потепления освободили, вероятно, Псковскую низину и южную часть впадины Чудского озера. По Э. Саммету (1965), льды во время плюсского межстадиала освободили даже предглинтовую низменность, где в это время, как он полагает, распространялся обширный и глубокий озерный бассейн, в котором накопились осадки мощностью до 25 м, а Чудское озеро было несколько шире современного. Учитывая продолжительность упомянутого межстадиала и средние скорости отступления ледникового покрова, справедливость этого представления может быть поставлена под сомнение.

Во время наступания ледника лужской (хааньяской) стадии отложения плюсского времени были большей частью уничтожены. В пределах впадины Чудского и Псковского озер ледники этой стадии наступали в основном с севера на юг, но под влиянием подстилающего рельефа местами изменяли направление своего движения (Раукас, 1961 и др.). Краевые образования лужской стадии, существовавшей примерно в интервале от 13 200 до 12 700 лет назад (Пуннинг и др., 1968), окаймляют в виде боковых и конечных морен современное Псковское озеро и далее продолжают на склонах Хааньяской возвышенности, которая в указанное время представляла собой межъязыковый массив.

В ходе отступления ледников лужской стадии из впадины Чудского и Псковского озер неоднократно происходили временные надвигания и более или менее продолжительные остановки ледникового края. Во время тепляской фазы ледники интенсивно продвигались вперед по депрессии между Сакаласким и Угандским плато и по Чудско-Псковской впадине, образуя классически выраженные краевые формы льда в районе Карула и по линии Кулье—п-ов Лисье—п-ов Будовищи—о-в Каменка—Талабские о-ва—Елизарово (Раукас, Ряхни, 1966). Тепляская возвышенность оставалась между двумя отмеченными выше ледниковыми дугами в виде межъязыкового массива. На ней были широко распространены мертвые льды с многочисленными небольшими

локальными озерно-ледниковыми бассейнами, имевшими весьма различные абсолютные высоты, наиболее часто от 120 до 170 м.

Кроме довольно продолжительной остановки края ледника на линии Кулье—Талабские о-ва—Елизарово, в пределах впадины Чудского и Псковского озер отмечались более длительные остановки края льда еще в окрестностях Мехикоорма и Пнево (где край ледника маркируется холмисто-моренным рельефом с формами напора и небольшими флювиогляциальными дельтами), примерно по линии Лаэва—Ывикюла—Кобрату—о-в Пийриссаар—Княжья Гора (где положение края ледника маркируется главным образом маргинальными камами, зандрами и крупными ложбинами стока талых ледниковых вод), по линии Сиймусти—Калеви—Визузи—Эхавере—Вайдавере—Сельгузе (где наблюдаются маргинальные камы и разные флювиогляциальные образования), в районе Кайу и г. Гдова (где край ледника маркируется маргинальными камами и конечными моренами), близ камового поля Тельязе и по линии Авинурме—Тудулинна—Катазе. Во время последней остановки, тудулиннской осцилляции по К. Каяку (Kajak, 1964), формировалась флювиогляциальная дельта близ населенного пункта Тудулинна. Отдельные отмеченные выше остановки края льда местами сопровождалась новыми надвигами льдов, в частности в район Кайу и г. Гдова, где соответственно образовались краевые формы предельного распространения ледников пандивереской (невской) стадии или фазы (Эльтерманн, Раукас, 1963; Раукас, Ряхни, 1966). Это кратковременное наступание, вероятно, происходило в интервале от 12 200 до 11 900 лет назад, т. е. в среднем дриасе (Серебряный, Раукас, 1966, 1967).

В связи с постепенным убыванием ледяного покрова лужской (хааньяской) стадии во впадине Псковского озера и в южной части впадины Чудского озера сформировалось крупное подпрудное озеро Древний Пихква по К. Орвику (Orviku, 1959), которое имело следующие более постоянные уровни: около 95; 85; 75; 70; 60; 50 и 38 м. Уровни с абсолютными высотами 70 м и выше мы относим к Первому Псковскому приледниковому озеру (PiI), а уровни ниже 70 м — ко Второму Псковскому приледниковому озеру (PiII). Д. Квасов и И. Краснов (1965) предполагают, что Псковское приледниковое озеро являлось частью крупного Привалдайского ледникового озера, которое в начальный период своего развития могло иметь сток в бассейн Волги или в Белое море, а затем через долину Выру—Харгла в р. Гаюю.

Ввиду того что данные о суммарном поднятии земной коры в пределах Псковской впадины являются спорными и недостаточно обоснованы геологическими данными, то схемы распространения Псковского приледникового озера (рис. 1—5) составлены без учета поднятия земной коры.

Уровень несколько выше 95 м (фаза PiIa) определяется по ровным гребням камов и разных флювиогляциальных образований в Мустояском камовом поле и вблизи него. Он образовался в Псковской низине во время максимума отепяской фазы, когда край ледника стоял на линии Кулье—Талабские острова—Елизарово (рис. 1). Талые воды ледника текли из приледникового озера через расположенную между возвышенностями Хаанья и Отепя ложбину в р. Гаюю. На Отепяской (частично и на Хааньяской) возвышенности располагались мертвые льды.

После фазы PiIa уровень воды в бассейне сравнительно быстро (возможно с кратковременной остановкой на высоте около 84—85 м) упал до абс. отметок 75—76 м. В связи с этим сток воды к западу постепенно уменьшался, а затем почти прекратился, о чем свидетельствует высота древней долины близ Табина (около 75 м), соединяющей Пнузаскую

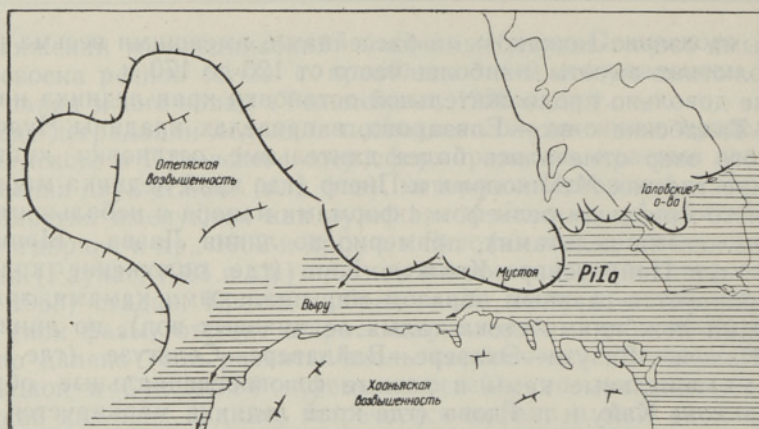


Рис. 1. Расположение края материкового льда и Псковского приледникового озера во время фазы PiIa.

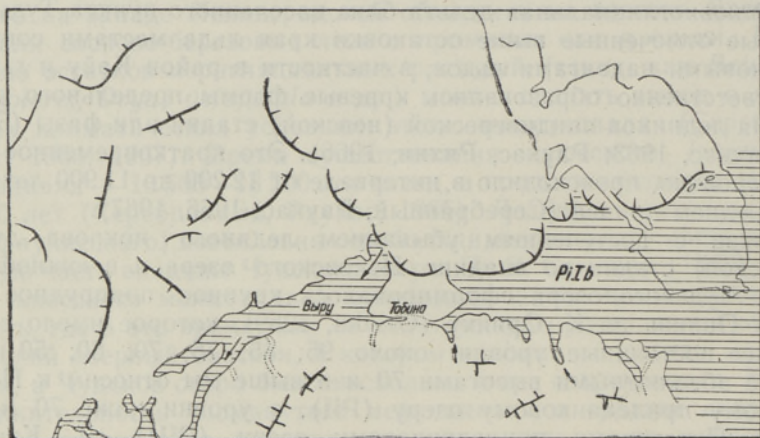
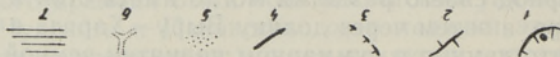


Рис. 2. Расположение края материкового льда и Псковского приледникового озера во время фазы PiIb.



Условные обозначения к рис 1—8: 1 — край ледника; 2 — крупные трещины в леднике и поля мертвого льда; 3 — возможное расположение края льда (без наличия четко выраженных краевых форм рельефа); 4 — направления движения талых вод ледника; 5 — свободная ото льда территория; 6 — долины; 7 — занятые озером территории.

древнюю долину и Вырускую впадину. Воды в это время (фаза PiIb) не могли течь к западу также по Выхандуской долине, абсолютная высота днища которой составляет тоже около 75 м. Видимо, в конце фазы PiIb по долине Выру—Харгла текли лишь талые воды, поступившие с Отепянской возвышенности и из окружающих ее районов, в частности из района Лээви (рис. 2). Во время фазы PiIb и до ее начала образовались террасы в долине р. Пиузы и в западной части древней долины Выру—Печоры на абсолютных отметках до 95, около 88, около 84 (82—85) и 76 (75—78) м (Liblik, 1966; Hang, Liblik, Linkrus, 1964).

Сток из приледникового озера в направлении Выру—Харгла на короткое время возобновился в следующую фазу — PiIc, когда край лед-

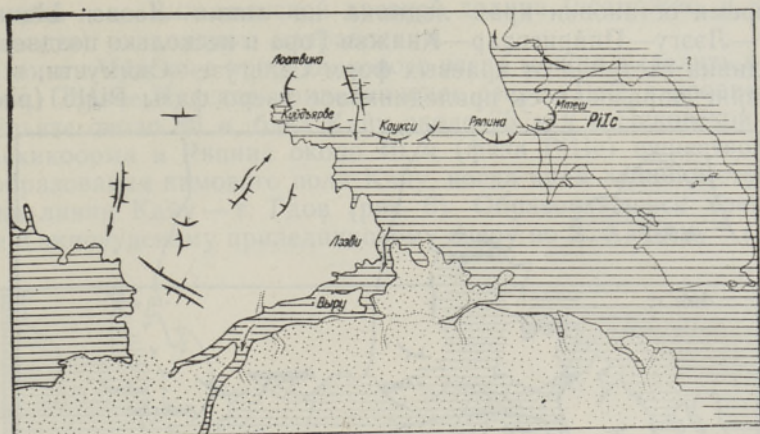


Рис. 3. Расположение края материкового льда и Псковского приледникового озера во время фазы P1c.

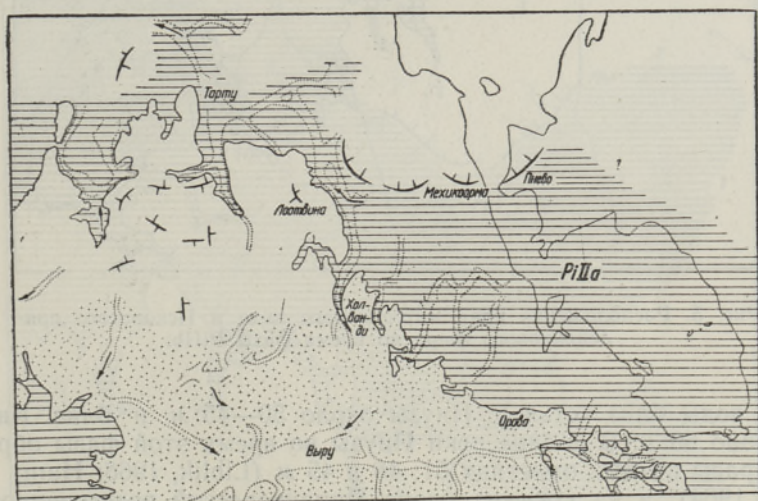


Рис. 4. Расположение края материкового льда и Псковского приледникового озера по время фазы P1IIa.

ника стоял примерно на линии Лоотвина—Кийдъярве—Каукси—Ряпина—Мтеш и ото льда освободилась сквозная долина близ Лээви (рис. 3). Судя по высоте флювиогляциальных образований близ Лоотвина и Кийдъярве, уровень воды в озере в эту фазу составлял около 70 м. Возможно, что этому уровню соответствуют террасы в долине р. Пиузы на абс. отметках около 72 (71—73) м (Liblik, 1966).

Когда уровень воды в озере понизился до отметок 62—60 м, то в Псковской низине образовалась первая фаза Второго Псковского приледникового озера P1IIa, уровень которой отражают уступы близ Орава и Холванди (рис. 4) и террасы группы В (Liblik, 1966; Hang, Liblik, Linkrus, 1964) в долине р. Пиузы на абс. отметках около 62 и 60 м. Край ледника в эту фазу стоял на линии Мехикоорма—Пнево. Сток воды из озера был ограничен и происходил, видимо, лишь в северо-западном направлении, по долинам Ахья и Суур-Эмайыги, в окрестностях которых широко распространялись мертвые льды.

Во время остановки края ледника на линии Лаэва—Ыввиюла—Кавасту—Лээгу—Пийриссаар—Княжья Гора и несколько позднее, когда край ледника отступил от краевых форм Сельгузе—Сиймусти, в Псковской низине образовалось приледниковое озеро фазы РiIIb (рис. 5) с

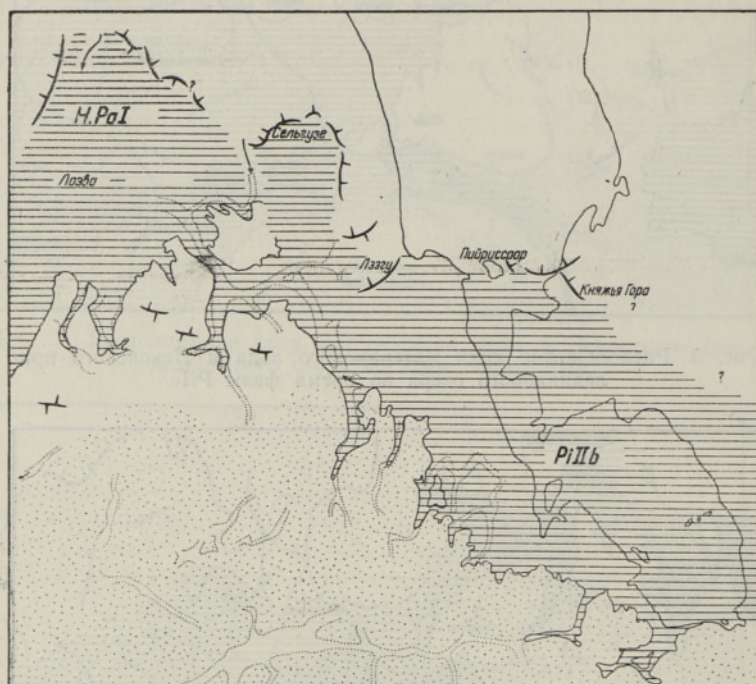


Рис. 5. Расположение края материкового льда и Псковского приледникового озера во время фазы РiIIb.

уровнем воды близ устья р. Пиузы около 50—45 м и близ Княжьей Горы около 60 м. В долине реки Пиузы во время этой фазы образовались террасы на абс. отметках 51; 48 и 45 м (Liblik, 1966; Hang, Liblik, Linkus, 1964), а на южном склоне Пандивереской возвышенности — Пандивереское ледниковое озеро НРаI, синхронное озеру РiIIb (Ряхни, 1967), уровень которого, судя по высоте ровных гребней камов в камовом поле Сельгузе, находился на высоте около 85—90 м над у. м. Сток из обоих связанных между собой озер происходил на запад, в сторону низины озера Вьртсъярв. Приведенное не согласуется с данными Х. Хаузена (Hausen, 1913), по мнению которого во время остановки ледникового края близ о-ва Пийриссаар в южной части современного Чудского озера и в пределах современного Псковского озера располагалось крупное подпрудное Псковское приледниковое озеро с уровнем воды не ниже 75 м, сток из которого происходил через Выру и Валгско-Валмиерский зандр в р. Гауя и далее в Рижский залив.

Наступающие ледники пандивереской (невской) стадии несколько подпруживали приледниковые воды, и перед краем льда образовалось Чудское приледниковое озеро, отмеченное в литературе уже В. Рамзаем (Ramsay, 1929). Сток из Чудского приледникового озера (Древний Пейпси по К. Орвику, 1959) происходил в основном вдоль долины Суур-Эмайыги на запад, а затем через крупное приледниковое озеро Древний Вьртсъярв (Л. Орвику, 1958) по долине Вяйке-Эмайыги в южном

направлении и по Вильяндской древней долине (возможно, и по ложбине Навести) в западном направлении.

В развитии Чудского приледникового озера можно выделить несколько этапов. Первое Чудское приледниковое озеро (Р_сI) с уровнем воды близ Тельязе около 86 м, близ Кайу около 75 м и в Псковской низине близ Мехикоорма и Ряпина около 40 м (фаза Р_сIII) существовало во время образования камового поля Кайу, когда край ледника стоял примерно на линии Кайу — г. Гдов (рис. 6). Образовавшееся озеро, синхронное Южночудскому приледниковому озеру по Х. Хаузену* (Hausep,

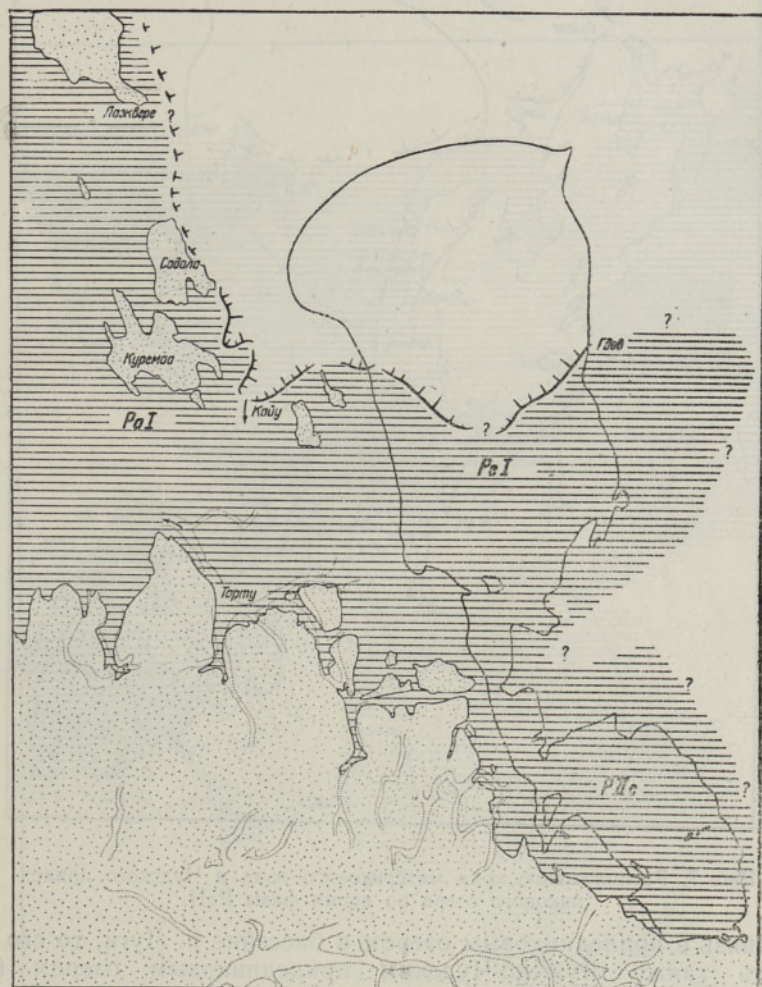


Рис. 6. Расположение края материкового льда и Чудского приледникового озера во время фазы Р_сI.

1913), имело сложные контуры. Из-под воды выступали многочисленные острова, в частности в пределах Саадъярвского друмлинового поля (о-ва Куремаа, Садала и др.).

* Уровень воды I Чудского приледникового озера не совпадает с уровнем Южночудского приледникового озера Х. Хаузена.

Воды Второго Чудского приледникового озера (PeII), несмотря на то, что его уровень был примерно на 15 м ниже первого, затопили обширные территории (рис. 7). Так как II Чудское приледниковое озеро

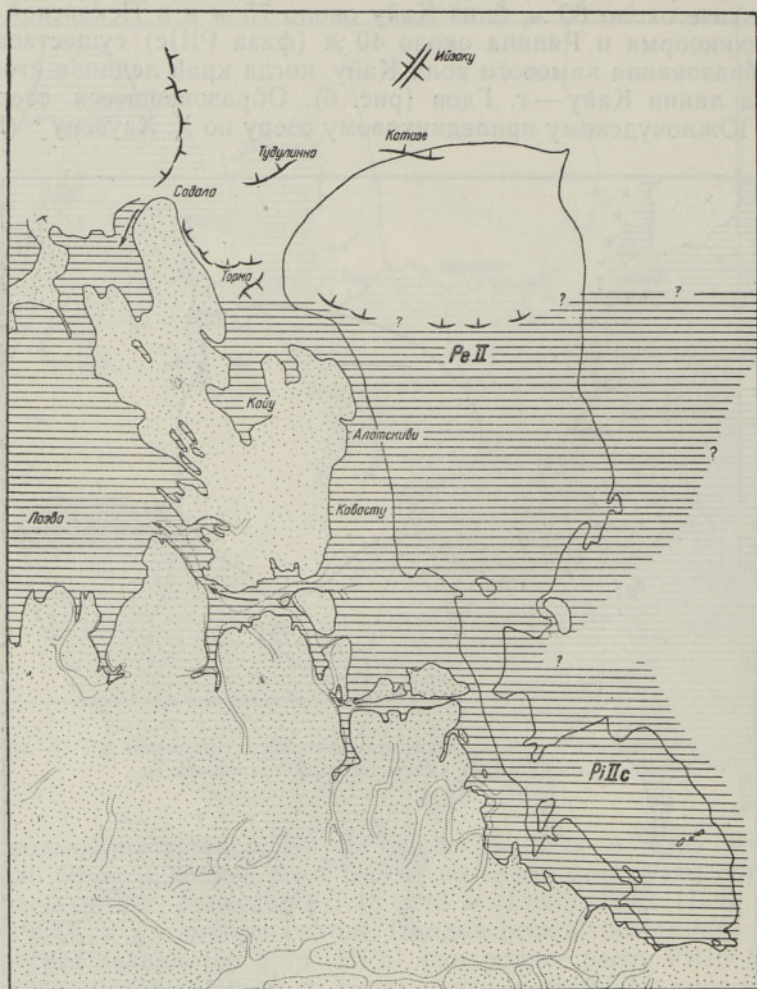


Рис. 7. Расположение края материкового льда и Чудского приледникового озера во время фазы PeII.

имело связь с приледниковым озером в бассейне р. Луги, то его можно называть также Лужско-Чудским приледниковым озером (Ряхни, 1963а). Береговые формы этого озера наблюдаются в районе Алатскиви на высоте около 55 м. Край ледника во время распространения II Чудского приледникового озера находился примерно на линии Тудулинна—Катазе. Сток из озера происходил по древней долине р. Суур-Эмайыги и через Поомиский пролив в пределах затопленного водами Саадъярвского друмлинового поля близ Садала. Во время фазы PeII благодаря прорыву озера близ с. Копорье (Марков, 1931) произошло слияние Лужско-Чудского и Невского плотинных озер. Э. Саммет (1965) предлагает считать это событие началом существования на рассматриваемой территории I Балтийского ледникового озера. Предложение это, однако, является дискуссионным.

Третье Чудское приледниковое озеро (PeIII) соединялось через долину р. Суур-Эмайыги с крупным приледниковым озером А₁ (по К. Пярна, 1962 и др.), которое распространялось на западном и восточном склонах Пандиверской возвышенности, в низине Виртсъярв, на северо-западном склоне возвышенности Сакала, а также в более низменных частях Южной и Западной Эстонии (рис. 8). Озеро PeIII соответствует приблизительно Большому Пейпси по Х. Хаузену (Hausen, 1913). Высота уровня III Чудского приледникового озера была близ Саара около 80 м, близ Ййзаку около 70 м, близ Кодавере около 50 м,

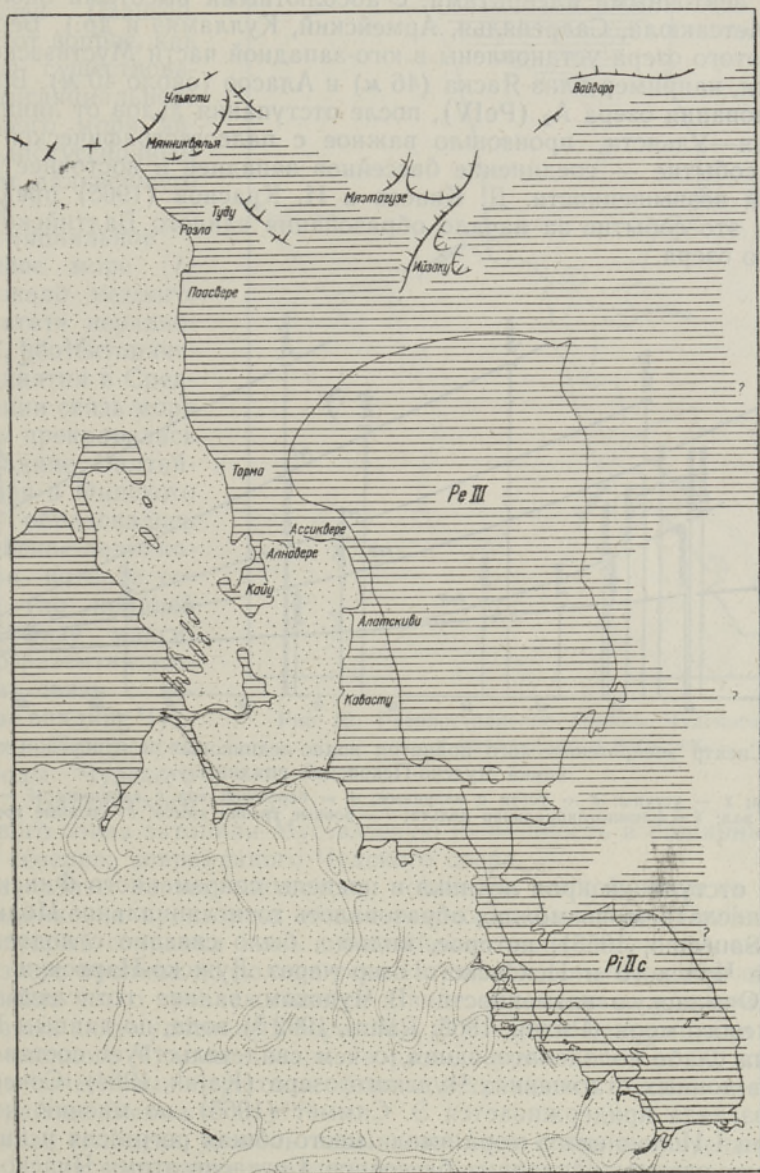


Рис. 8. Расположение края материкового льда и Чудского приледникового озера во время фазы PeIII.

близ Кавасту около 43 м, а в Псковской низине около 38 м. Край ледника находился, видимо, на линии Ийзаку—Мяэтагузе—Вайвара—Лаагна и на восточном склоне Пандивереской возвышенности близ Мяниквяля и Улясти. Местами встречались мертвые льды.

Четвертое Чудское приледниковое озеро (PeIV) сопоставляется нами с уровнем A_2 (по К. Пярна, 1962 и др.), когда край активного ледника стоял между Палукуюла, Пюхамяэ и Кемба, а в Северо-Восточной Эстонии на обширной территории происходило образование форм мертвого льда. В это время наряду с другими формами в окрестностях Ийзаку и Мяэтагузе (Ряхни, 1963б) образовались лимногляциальные камы с ленточными алевритами, с абсолютными высотами около 62—52 м (Метсакюла, Сааревяля, Армейский, Кулламяэ и др.). Береговые формы этого озера установлены в юго-западной части Муствээской низменности, например близ Яска (46 м) и Аласоо (около 40 м). Во время существования озера A_2 (PeIV), после отступления льдов от линии Мяниквяля—Улясти, произошло важное с палеогеографической точки зрения событие — соединение бассейнов западнее и восточнее Пандивереской возвышенности. Д. Квасов и И. Краснов (1965) предлагают принять это событие за начало образования единого Балтийского ледникового озера.

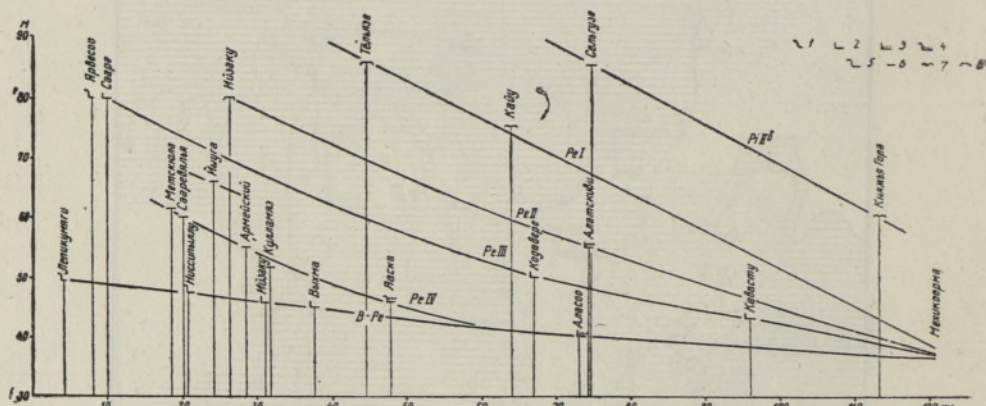


Рис. 9. Спектр эпейрогенического поднятия водно-ледниковых и прибрежных образований Чудско-Псковской впадины.

1 — дюны; 2 — уступы; 3 — уступ с валунами; 4 — береговой вал с валунами; 5 — уступ и береговой вал; 6 — флювиогляциальная дельта; 7 — ровные гребни камов; 8 — ровные гребни озера.

При отступании края ледника в пределы современного Финского залива в последнем, возможно, образовалось готигляциальное Иольдиевое море (Sauramo, 1958), которое, видимо, было связано с водоемом во впадине Чудского и Псковского озер через Лужско-Нарвскую и, частично, Оямааскую низменности. В Чудском заливе готигляциального Иольдиевого моря (Ряхни, 1965; Rähni, 1962*) вода, по данным К. Каяка, была слабо солоноватоводная, о чем свидетельствует состав диатомовых в донных отложениях Чудского озера (Каяк, 1964). Совершенно иного взгляда придерживается Э. Саммет (1965), по мнению которого во время I Иольдиевого моря имели место общая регрессия и интенсивный спуск озерно-ледниковых бассейнов. Согласно этому Чудское озеро

* E. Rähni, 1962. Jääjärveliste setete iseloomust Peipsi järve madaliku lõunaosas. Рукопись в фондах ИГ АН ЭССР.

отделилось от остальных бассейнов и имело несколько меньшую площадь, чем современное озеро. Об интенсивной регрессии бассейнов после отступления края ледника от крайних форм Ийзаку—Иллука говорит также Х. Хаузен (Hausen, 1913). Этот вопрос, как и вопрос существования готигляциального Иольдиевого моря, является дискуссионным и требует дальнейшего изучения.

Готигляциальное Иольдиевое море (?) существовало недолго. В результате неравномерного неотектонического поднятия в Средней Швеции связь моря с океаном прекратилась и во впадине Балтийского моря и Финского залива образовалось II Балтийское ледниковое озеро, которое сохраняло (по крайней мере в фазу максимального развития этого озера) связь с водоемом во впадине Чудского и Псковского озер. Воды Чудского залива Балтийского

ледникового озера затопили Муствээскую низменность и обширные территории севернее современного Чудского озера.

В результате неотектонического поднятия земной коры в конце позднеледниковья произошла общая регрессия бассейна (Orviku, 1959 и др.), который сохранил связь с Балтийским ледниковым озером лишь в виде узкого пролива по долине реки Нарвы. Отдельные этапы обмеления бассейна четко прослеживаются в виде абразионных уступов, склонов и разных аккумулятивных береговых форм рельефа несколько севернее современного Чудского озера на разных уровнях — от 50 до 37 м. Наиболее отчетливые береговые формы встречаются на высоте около 40 м (в районе Выхма и др.).

В начале голоцена уровень воды понизился столь значительно, что впадина Псковского озера и южная часть впадины Чудского озера осушились и озеро сохранилось лишь в северной части впадины Чудского озера (рис. 10). Образовалось так называемое Малое Чудское озеро (Старое Пейпси по К. Орвику; Orviku, 1959). Река Великая в это время

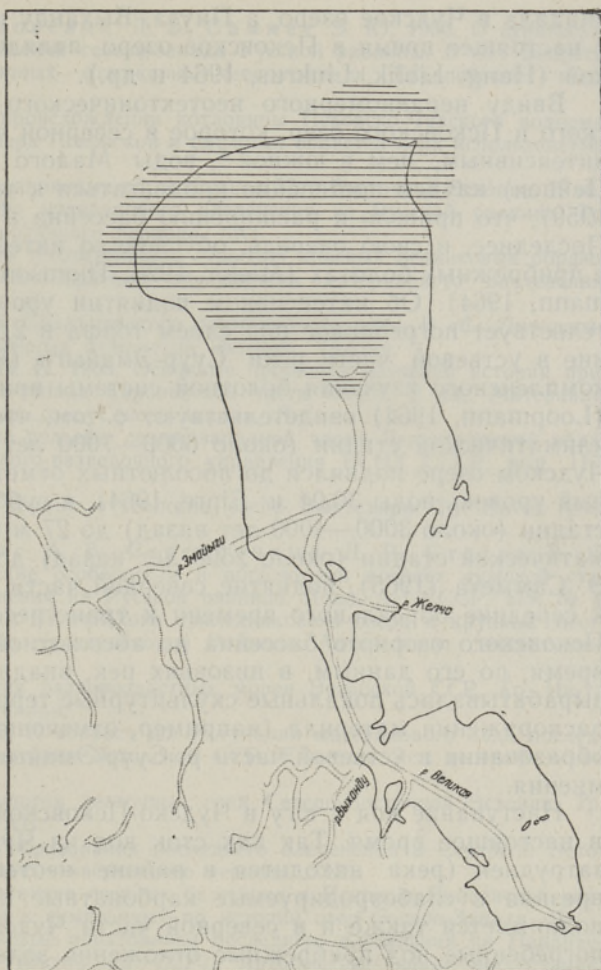


Рис. 10. Распространение Малого Чудского озера и впадающих в него рек.

впадала в Чудское озеро, а Пиуза, Выханду и другие реки, впадающие в настоящее время в Псковское озеро, являлись притоками реки Великой (Hang, Liblik, Linkrus, 1964 и др.).

Ввиду неравномерного неотектонического поднятия впадины Чудского и Псковского озер, которое в северной части впадины было более интенсивным, чем в южной*, воды Малого Чудского озера (Малого Пейпси) начали постепенно продвигаться к югу (Hausen, 1913; Orviku, 1959), что привело к расширению бассейна и поднятию грунтовых вод. Последнее, в свою очередь, обусловило интенсивное торфообразование в прибрежных болотах (Mieler, 1926; Thomson, 1939; Orviku, 1959; Loortapp, 1964). Об интенсивном поднятии уровня воды наглядно свидетельствует погребенное под слоем торфа в 2,5 м неолитическое поселение в устьевой части реки Суур-Эмайыги (Янитс, 1959). Результаты комплексного изучения болотной системы приустья реки Суур-Эмайыги (Loortapp, 1964) свидетельствуют о том, что к началу атлантической климатической стадии (около 6000—7000 лет назад) уровень воды в Чудском озере поднялся до абсолютных отметок около 25 м (современный уровень воды 30,04 м; Eirge, 1964), в суббореальной климатической стадии (около 3000—4000 лет назад) до 27 м и в субатлантической климатической стадии (около 2500 лет назад) до 28,5—29,0 м. По мнению Э. Саммета (1965), поднятие северной части озерной впадины привело к середине бореального времени к трансгрессии южной части Чудско-Псковского озерного бассейна до абсолютной высоты 35—36 м. В это время, по его данным, в низовьях рек, впадающих в Псковское озеро, вырабатывались локальные скульптурные террасы. Имеющийся в нашем распоряжении материал (например, отмеченные выше данные о торфообразовании в устьевой части р. Суур-Эмайыги) не подтверждает этого мнения.

Наступание вод к югу в Чудско-Псковской впадине продолжается и в настоящее время. Так как сток вод из Чудского озера по р. Нарве затруднен (река находится в районе неотектонического поднятия и врезана в слабоэродированные карбонатные породы), то уровень воды поднимается также и в северной части Чудского озера, о чем говорят погребенные под прибрежные отложения залежи торфа, затопленные в недалеком прошлом острова, интенсивная абразия берега и т. д. Особенно мощные слои органики (до 1 м) обнаружены под озерными (возможно, под аллювиальными) отложениями близ Омеду и в долинах Ранна-Пунгерья, Алайыэ, Тудулинна и Роостоя. Возраст пня дуба из-под озерных (?) песков в долине Алайыэ определен в лаборатории геобиохимии Института зоологии и ботаники АН ЭССР Я.-М. Пуннингом в 910 ± 200 лет (ТА-159), что согласуется с условиями залегания органического материала.

В заключение необходимо отметить, что наши выводы основываются главным образом на материалах изучения западной части Чудско-Псковской впадины и поэтому не являются исчерпывающими.

ЛИТЕРАТУРА

- Алейников А. А. 1957. Отступление ледника в северо-западной части Русской равнины (стадии и осцилляции). Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР, IV, Вильнюс.
Алейников А. А. 1960. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропогенных) отложений Северо-Запада СССР. Изд. ЛГУ.

* По Э. Саммету (1965), за последние 12 000 лет амплитуда неотектонического поднятия на побережье Финского залива составляла около 60 м, в районе г. Кингисеппа — около 35 м и в районе г. Пскова — не более 15—20 м.

- Вигдорчик М. Е., Малаховский Д. Б., Саммет Э. Ю. 1962. О стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. В сб.: Вопросы стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. Л.
- Исаченков В. А. 1966. О происхождении котловины Псковско-Чудского водосма. Тезисы докл.: Малые озера Псковской и смежных областей и их использование. Псков.
- Каяк К. Ф. 1963. О краевых ледниковых образованиях Юго-Восточной Эстонии. В сб.: Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине. Тр. Ком. по изучению четвертичного периода. XXI.
- Каяк К. Ф. 1965а. Особенности геологического строения краевых ледниковых образований в Эстонии. В сб.: Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс.
- Каяк К. Ф. 1965б. К геологии Саадъярвского друмлинового поля. В сб.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин.
- Квасов Д. Д., Краснов И. И. 1965. Основные проблемы изучения истории приледниковых озер северо-запада Европейской части СССР. В кн.: Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л.
- Марков К. К. 1931. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. Главного геолого-разведочного управления ВСНХ СССР, вып. 117. М.—Л.
- Орвику Л. Ф. 1958. Новые данные о геологии озера Вуртсъярв. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III. Таллин.
- Пуннинг Я.-М. К., Раукас А. В., Серебрянный Л. Р., Стелле В. Я. 1968. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст лужской стадии валдайского оледенения на Русской равнине. Докл. АН СССР, 178, № 4.
- Пярна К. Т. 1962. О геологии Балтийского приледникового озера и крупных местных приледниковых озер на территории Эстонии. Автореферат диссертации. Таллин.
- Раукас А. В. 1963. Литология разновозрастных морен Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XII. Таллин.
- Раукас А., Ряхни Э. 1966. К вопросу об отступании материкового льда последнего оледенения с территории Эстонской ССР. Ежегодн. Эст. географ. об-ва 1964/1965. Таллин.
- Ряхни Э. Э. 1963а. Геохронология ленточных глин Северо-Восточной Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XII.
- Ряхни Э. Э. 1963б. Краевые образования последнего оледенения в Северной Эстонии. Тр. Ком. по изучению четвертичного периода, XXI.
- Ряхни Э. Э. 1965. История развития озерных бассейнов в Псковско-Пейпсиской впадине. В кн.: Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л.
- Ряхни Э. Э. 1967. Озы и краевые образования последнего оледенения на Пандиверской возвышенности (Эстонская ССР). Автореферат канд. диссертации. Таллин.
- Савваитов А. С., Страуме Я. А. 1963. К вопросу о стратиграфической двучленности покрова морены валдайского оледенения в междуречье нижних течений рек Даугава и Гауя. В кн.: Вопросы четвертичной геологии, II (Тр. Ин-та геол. АН Латв. ССР, II). Рига.
- Савваитов А. С., Стелле В. Я., Крукле М. Я. 1964. О стратиграфическом расчленении отложений валдайского оледенения на территории Латвийской ССР. В кн.: Вопросы четвертичной геологии, III. Рига.
- Саммет Э. Ю. 1965. 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.
- Серебрянный Л. Р., Раукас А. В. 1966. Трансбалтийские корреляции краевых ледниковых образований позднего плейстоцена. В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М.
- Серебрянный Л. Р., Раукас А. В. 1967. Сопоставление готияциальных краевых ледниковых образований во впадине Балтийского моря и прилегающих к ней странах. В кн.: Baltica, 3. Вильнюс.
- Эльтерманн Г. Ю., Раукас А. В. 1963. Некоторые примеры сопоставления макроскопически сходных разновозрастных морен на основе их литологического изучения. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XII. Таллин.
- Янитс Л. Ю. 1959. Поселение эпохи неолита и раннего металла в приустье р. Эмайги (Эстонская ССР). АН ЭССР. Таллин.
- Grewingk C. 1879. Erläuterungen zur zweiten Ausgabe der geognostischen Karte Liv-, Est- u. Kurlands. Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl., Ser. 1, Bd. 8. Dorpat.
- Eipre T. 1964. Peipsi—Pihkva järve veeseisud. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1963. Tallinn.

- Hang E., Liblik T., Linkrus E. 1964. 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.
- Hausen H. 1913. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia, 34, 3. Helsingfors.
- Kajak K. 1964. Peipsi nõo geoloogias ja geomorfoloogias. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1963. Tallinn.
- Liblik T. 1966. Jooni Piusa oru geomorfoloogias. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1964/65. Tallinn.
- Loopmann A. 1964. Ulevaade Emajõe suudmeala soostikust. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1963. Tallinn.
- Mieler A. 1926. Ein Beitrag zur Frage des Vorrückens des Peipus an der Embachmündung und auf der Peipusinsel Piirisaar in dem Zeitraum von 1682 bis 1900. Acta Univ. Tartu, A. IX, 2.
- Orviku K. 1959. Peipsi järve minevikust. Rahva Hääl, 214, 11. sept. 1959.
- Ramsay W. 1929. Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inland-eises in Estland. Fennia 52,2. Helsinki.
- Raukas A. 1961. Mandrijää liikumisest Eestis. Eesti Loodus, 5.
- Sauramo M. 1958. Die Geschichte der Ostsee. Suomalaisen Tiedeakatemia Toimituksia. Annales Academiae Scientiarum Fennicae. Sarja A. III. Geologica-Geographica, 51.
- Tammekann A. 1928. Das Relief und die Abflussverhältnisse in Estland. 2. Baltische hydrologische und hydrometrische Konferenz. Tallinn, Juni 1928.
- Thomson P. 1939. Ulevaade Eesti soodest. Eesti Loodus, VII, 2/3.
- Zur Mühlen L. 1918. Zur Geologie und Hydrologie des Wirzjäärw-Sees. Abh. Preuss. geol. Landesanst, N. F., 83.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

Поступила в редакцию
12/XII 1968

A. RAUKAS, E. RÄHNI

PEIPSI-PIHKVA NÕO JA SEAL LEVINUD BASSEINIDE GEOLOOGILISEST ARENEMISEST

Toetatakse seisukohta, et Peipsi-Pihkva nõgu on kujunenud preglatsiaalsel ajal, kusjuures hiljem on nõgu kujundanud vähemalt nelja mandrijäätmise liustikut. Nõo piires on võimalik eristada viimase mandrijäätmise kahe staadiumi (faasi) — haanja (luuga) ja pandivere (neeva) — setteid ja pinnavorme ning rida liustiku servaasendeid. Taanduva haanja (luuga) staadiumi liustikuserva ees kujunes Pihkva nõos ja Peipsi nõo lõunaosas Pihkva jääpaisjärv (Urg-Pihkva K. Orviku, 1959 järgi), mille olid püsivamad veesisus umbes 95, 85, 75, 70, 60, 50 ja 38 m juures üle merepinna. Veetasemeid 70 m juures ja kõrgemal seostatakse Pihkva I jääpaisjärve faasidega Pila, PiIb ja PiIc, tasemeid alla 70 m — Pihkva II jääpaisjärve faasidega PiIIa, PiIIb ja PiIIc. Väljavool Pihkva I jääpaisjärvest toimus Võru-Hargla vagumust mööda Koivasse (joon. 1—3), Pihkva II jääpaisjärvest peamiselt mööda Suur-Emajõe ürgorgu Urg-Võrtsjärve (Orviku, 1958) suunas (joon. 4, 5).

Taanduva pandivere (neeva) staadiumi jääkeele ees kujunes Peipsi jääpaisjärv (Urg-Peipsi K. Orviku, 1959 järgi) väljavooluga läbi Urg-Võrtsjärve. Peipsi jääpaisjärve I faas (joon. 6) vastab ligikaudu H. Hauseni (1913) Lõuna-Peipsi jääpaisjärvele, II faas (joon. 7) — Luuga-Peipsi jääpaisjärvele (Ряхни, 1963a и др.), III faas (joon. 8) — K. Pärna (Пярна, 1962) jääpaisjärvele A₁ ja IV faas — K. Pärna jääpaisjärvele A₂.

Peale mandrijää serva taandumist Soome lahe piiridesse kujunes Peipsi nõos tõenäoliselt gotiglatsiaalse Joldiamere ja seejärel II Balti jääpaisjärve laht, kusjuures viimase regressiooni tähistavaid rannavorme on Peipsi nõo põhjaosas võimalik jälgida viiel eri tasemel, mis paiknevad 50—37 m absoluutsel kõrgusel.

Maakoore neotektoonilise kerkimise tulemusena alanen hilisglatsiaali lõpus ja holotseeni alguses veetase sedavõrd, et järvenõo lõunaosa jäi kuivaks ja kujunenud Väike-Peipsi (Vana-Peipsi K. Orviku, 1959 järgi) hõlmas vaid järvenõo põhjaosa (joon. 10).

Maakoore ebaühtlase (loodes suurem kui kagus) neotektoonilise kerkimise tõttu valgusid veed järgnevalt lõuna suunas (Hausen, 1913; K. Orviku, 1959), mille tagajärjel järve pind taas laienes ning põhjavee tase tõusis. Viimane põhjustas järvenõo kesk- ja lõunaosas intensiivse soostumise (Thomson, 1939; Loopmann, 1964 jt.). Järvevete valgumine lõunasse jätkub ka nüüdisajal. Kuna väljavool Peipsi järvest Narva jõe kaudu on raskendatud, tõuseb veetase ka Peipsi põhjaosas.

A. RAUKAS, E. RÄHNI

ON THE GEOLOGICAL DEVELOPMENT OF THE PEIPSI—PIHKVA DEPRESSION AND THE BASINS DISTRIBUTED IN THAT REGION

The authors are of the opinion that the Peipsi—Pihkva depression is of periglacial origin, with the glaciers of at least four continental glaciations participating in its formation. Within the borders of the depression it is possible to differentiate the two stages (phases) of the last continental glaciation — the Haanja (Luga) and Pandivere (Neva) deposits and relief forms, and a number of ancient glacier margins. In front of the retreating glacier of the Haanja (Luga) Stage, in the Pihkva depression and in the southern part of the Peipsi depression, the Pihkva Glacial Lake was formed (Ancient Pihkva, according to K. Orviku, 1959), whose most constant water levels were at 95, 85, 75, 70, 60, 50 and 38 m above sea level. The water levels at 70 m and higher were connected with the phases of the First Pihkva Glacial Lake (PiIa, PiIb and PiIc), and the water levels lower than 70 m — with the phases of the Second Pihkva Glacial Lake (PiIIa, PiIIb and PiIIc). The outflow from the First Pihkva Glacial Lake was effected by the Võru—Hargla hollow into the Koiva River (Figs 1—3), and from the Second Pihkva Glacial Lake — mainly via the old valley of Suur Emajõgi, in the direction of Ancient Võrtsjärv Lake (Orviku, 1958; Figs 4, 5).

In front of the retreating glacier of the Pandivere (Neva) Stage, the Peipsi Glacial Lake (Ancient Peipsi, according to K. Orviku, 1959), with an outflow passing through Ancient Võrtsjärv, was formed. The first phase of the Peipsi glacial Lake (Fig. 6) corresponds approximately to the South—Peipsi Glacial Lake by H. Hausen (1913), the second phase (Fig. 7) — to the Luga—Peipsi Glacial Lake (Ряхни, 1963а, and others), the third phase (Fig. 8) to the glacial lake A₁ by K. Pärna, and the fourth phase — to the A₂ glacial lake by K. Pärna (Pярна, 1962).

After the retreat of the glacier into the Gulf of Finland, in the Peipsi depression, a bay of the Gothiglacial Yoldia Sea was developed and after that — a bay of the Second Baltic Glacial Lake; the relief forms marking the shore forms of the latter are still to be followed at five different levels in the northern part of the Peipsi depression, at the absolute height of 50—37 m.

As a result of the neotectonic uplift of the Earth's crust at the end of the Late Glacial time and the beginning of the Holocene, the water level decreased to such an extent that the southern part of the lake dried up, and the Small Peipsi (Ancient Peipsi, according to K. Orviku, 1959) which was formed then occupied but the northern part of the depression (Fig. 10). Later on, owing to an unequal (in the NW more intensive than in the SE) neotectonic uplift, the waters flowed in the direction to the south (Hausen, 1913; K. Orviku, 1959), as a result of which the area of the lake was expanded once again, and the level of the subterranean water rose. The latter factor caused an intensive bogging-up of the central and southern parts of the depression (Thomson, 1939; Loopmann, 1964, et al.). The invasion of the lake water towards the South continues at the present time as well. Since the outflow from Lake Peipsi via the Narva River is not intensive, the water level is also rising in the northern part of the lake.