

А К А Д Е М И Я Н А У К
СОЮЗА СОВЕТСКИХ СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ РЕСПУБЛИК

**Т Р У Д Ы
КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА**

IV

Вып. 1

**ACADÉMIE DES SCIENCES DE L'URSS
TRAVAUX DE LA COMMISSION
POUR L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE**

**ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР • ЛЕНИНГРАД
ÉDITION DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES DE L'URSS • LENINGRAD
1934**

**Т Р У Д Ы
КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА**

IV

Вып. 1

**ACADÉMIE DES SCIENCES DE L'URSS
TRAVAUX DE LA COMMISSION
POUR L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE**

К. К. МАРКОВ

ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ ОКРЕСТНОСТЕЙ ЛЕНИНГРАДА НА ФОНЕ ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЙ ИСТОРИИ БАЛТИКИ

Цель настоящей работы — изложить основные выводы, вытекающие из фактического материала, собранного нами в связи с изучением послеледниковой истории окрестностей Ленинграда и в значительной степени опубликованного ранее (11). Статья распадается на две половины. В первой из них дается описание последовательности и характера колебаний береговой линии, имевших место в поздне- и послеледниковое время в окрестностях Ленинграда. Вторая половина статьи посвящена объяснению (поскольку это сейчас возможно) этих колебаний.

Печатаемая статья входила первоначально в качестве одной из глав во 2-й выпуск работы „Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области“, 1-й выпуск которой вышел из печати еще в конце 1931 г. (11); 2-й выпуск в это время был уже подготовлен к печати. Обстоятельства задержали сдачу работы в печать, и, в целях скорейшего выхода ее в свет, мы пошли на дробление работы на отдельные главы, в настоящее время сданные нами в различные периодические издания для опубликования частями (12, 13, 14, 59). При этом пришлось пойти на ряд сокращений. Мы надеемся сверх того в скором времени опубликовать совместно с В. С. Поредкиным результаты наших исследований в одном из периодических изданий за границей и тем самым свести полученные результаты воедино, хотя и в сокращенном виде.

I. ПАРАЛЛЕЛИЗАЦИЯ ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЙ ИСТОРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ И ФЕННОСКАНДИИ

1. Абсолютная хронология

Шведская и финляндская шкалы. Хронологическая шкала де-Геера и поправки к ней. Позднеледниковую эпоху де-Геер делит на три субэпохи — данигляциальную, готигляциальную и финигляциальную, но точную датировку дает лишь для двух последних. Начиная с 1926 г., де-Геер отодвигает начало готигляциальной субэпохи (= конец данигля-

циальной субъэпохи) на 18 000 лет назад; с 1929 г. — на 16 500 лет назад, т. е. на 8500 лет до начала послеледниковой эпохи — нуля его хронологии (208, 1926, карта; 209, 1027, 1928, карта). Такая датировка сделалась возможной в результате подсчета лент, проделанного де-Геером в Дании. Но именно со стороны датских исследователей эта часть хронологических вычислений де-Геера оспаривается. Андерсен (S. Andersen, 24) и Мильтерс (V. Milters, 61) указывали на неверную параллелизацию отдельных обрывков конечных морен, а также на спорность геохронологических подсчетов на территории Дании (см. также ответную статью де-Геера, 41). Таким образом, продолжительность готигляциального периода (субъэпохи) также нужно считать еще не определенной, но в случае правильности оценки де-Геера — равной, приблизительно, 7500 годам (от — 8500 до — 1073 г. по хронологии де-Геера). В своих работах де-Геер датирует последовательные стадии отступления ледникового края уже в южной Скании и более точные данные имеются, таким образом, лишь для второй половины готигляциального периода, которая охватывает отрезок времени около 4000 лет. За этот отрезок времени ледник освободил северную Сканию и часть Финляндии, расположенную к юго-востоку от конечных морен (поперечных озв) Сальпаусельке.

Большие финигляциальные морены, пересекающие центральную Швецию, южную Норвегию и Финляндию, отмечают две более значительные остановки ледникового края. Местами они расчленяются на второстепенные гряды. Для Финляндии, в более ранней своей работе, Саурамо определил первую остановку ледникового края (образование внешней или 1-й гряды Сальпаусельке) в 225 лет. Затем следует стадия отступления в 251 год и новая остановка (образование 2-й или внутренней гряды Сальпаусельке) в 183 года (84 и более ранние работы). Вслед за новым отступанием, продолжительностью около 100 лет, край ледника задерживается в третий раз в течение ок. 100 лет (образование 3-й Сальпаусельке), после чего отступает непрерывно и с большой скоростью. Таким образом, в Финляндии освобождение всего пояса конечных морен от ледника занимает около 860 лет, в Швеции — 840 лет. Не следует, однако, придавать точности только что приведенных вычислений чрезмерного значения. Саурамо в более поздних работах и также де-Геер указывают, что остановка края ледника в различных пунктах начиналась и кончалась в несколько различные моменты, а следовательно продолжительность одних и тех же остановок в различных точках ледникового края была не вполне одинаковой.

Новейшие исследования только подтвердили удачность принятой де-Геером границы между финигляциальными и готигляциальными периодами. В то время как для конца готигляциального периода характерно замедленное отступление ледникового края, — в финигляциальный период происходит исключительно быстрое стаивание ледникового покрова. В течение всего 500 лет после образования 3-й Сальпаусельке край лед-

ника освободил в Финляндии полосу в 190 км, отступая в среднем на 380 м в год. В течение 1073 лет, которыми, по де-Гееру, исчисляется продолжительность всего финигляциального периода, ледник очистил в средней Швеции зону шириной в 430 км, отступая со средней годовой скоростью, равной 400 м.

Продолжительность финигляциального периода определяется де-Геером в 1073 г. После того как детальнейшие геохронологические исследования, произведенные Саурамо в Финляндии, были им связаны со „шведской шкалой“ де-Геера, выяснилось, что по данным Саурамо финигляциальный период продолжался лет на 300 дольше. На своей сводной карте отступления края ледника в Фенноскандии (84) Саурамо относит начало финигляциального периода к 1500 г., что дает продолжительность этого периода на 400 с лишним лет больше подсчетов де-Геера.

Причина такой невязки уже и сейчас довольно очевидна. В последние годы в Финляндии и Швеции были найдены ленточные отложения под мореной. Пункты находок межморенных ленточных отложений расположены в зоне, оставленной ледником в финигляциальном периоде. В Финляндии межморенные ленточные отложения найдены Т. Бреннером (Т. Brenner, 31) в окрестностях г. Юваскиле и близ северного берега оз. Пейяне. Слой ленточных глин в 2 м толщиной содержит около 100 лент и перекрыт толщей валунного суглинка в 28 м, образующей конечную морену.

То же имело место и близ г. Тавагсуса, где край ледника находился через 100 лет после образования 2-й Сальпаусельке (нуль хронологии Саурамо), что соответствует началу финигляциального периода. Точно так же Таннер (V. Tanner, 88) считает, что край ледника, отступивший до 2-й Сальпаусельке, вновь продвинулся вперед. В Швеции, в финигляциальной зоне, межморенные ленточные отложения были найдены в 150 км севернее Стокгольма, на берегу Ботнического залива близ г. Иевлер. Край ледника, по де-Гееру, находился здесь через 500 лет после начала финигляциального периода (—600 год; 184, стр. 105, фиг. 1). По Зандегрену (Sandegren, 71, 78) ленточная толща над мореной насчитывает здесь 200—300 лент и указывает на довольно значительную осцилляцию ледникового края (возражения де-Геера, см. 45). Эти разрезы отмечают, повидимому, продвижку не всего ледникового фронта, а лишь отдельных его участков (см. карту Саурамо, 84). В Финляндии, где геохронологические исследования охватили равномерно всю ее площадь (кроме севера), наличие местных осцилляций не должно поэтому нарушить правильности геохронологической шкалы Саурамо. В Швеции же, напротив, геохронологические исследования в зоне финигляциального отступления края ледника производились преимущественно по одному профилю (кроме района Стокгольма). Надвигание ледникового края и перекрытие мореной уже отложившихся ленточных глин могло привести к просчету в шведской геохронологической шкале и ее укорочению, для финигляциального

периода на число лет, равное продолжительности осцилляции ледникового края (для района Иевлера — не менее 300 лет, что довольно близко соответствует расхождению в определении продолжительности финигляциального периода у Саурамо и де-Геера). Но этого мало. Следы таких осцилляций известны еще в некоторых пунктах южной Швеции, например, близ Упсалы. Вот почему Мунте имеет полное основание утверждать, что шкала де-Геера в действительности значительно длиннее, чем принимает де-Геер. На путь удлинения ее уже встал Саурамо; дальнейшие поправки в том же направлении еще безусловно будут вноситься по мере накопления новых данных об осцилляциях ледникового края. Но, по мнению Мунте, если учесть все имеющиеся данные, шкала де-Геера уже должна быть удлинена за счет нижней ее половины — позднеледниковой эпохи — на 1100 лет (242, 8,9; см. также Саурамо, 84): 1073-й год де-Геера — начало финигляциального времени, прорыв у северного склона горы Биллинген балтийского ледникового озера в океан и образование иольдиевого моря Мунте относит к 2200 г. Соответственно передвигаются датировки других периодов.

Послеледниковый период в представлении де-Геера начинается с момента разделения ледникового покрова Скандинавии на две части. В этот момент происходит спуск емтландского плотинного ледникового оз. Рагунда, запертого в центральной Швеции между ледниковым покровом (с востока) и Скандинавскими горами (с запада). Подсчет лент, отлагавшихся в течение послеледникового периода, имеет особое значение для установления связи с историческим временем, а тем самым возможности суждения, сколько лет тому назад происходило отступление ледникового края в Фенноскандии. Первоначальная попытка добиться такой связи путем подсчета лент на дне оз. Рагунда в Емтланде, где ленты, якобы, продолжали отлагаться до спуска озера, последовавшего в 1794 г., потерпела неудачу. Выяснилось, что ленточные отложения в озере перестали образовываться еще около 3000 лет до начала нашей эры (23). Ближе подводят нас к решению этой проблемы исследования Лидена (Liden, 55) над ленточными отложениями рек Онгерманланда, отлагающимися до настоящего времени. Продолжительность послеледникового времени определена в 8700 лет, цифра, на которой сейчас и приходится основываться. Здесь необходимо указать на производящиеся и сулящие блестящие перспективы исследования Б. В. Перфильева над годичными слоями (изохронами) данных осадков группы южно-карельских озер (Кончозеро и др., 16, 70). Есть все основания ожидать, что Б. В. Перфильевым будет получена совершенно самостоятельная абсолютная геохронологическая шкала, которая не только даст возможность проверки скандинавских хронологических подсчетов, но будет обладать по сравнению с последними и важными преимуществами: а) подсчеты Б. В. Перфильева сосредоточены в немногих близлежащих пунктах, а не рассеяны по обширной территории, как в Скандинавии. Правильность взаимной увязки отдельных хроноло-

гических отрезков Б. В. Перфильева должна поэтому вызывать минимум сомнений. б) Донные осадки карельских озер богаты органическими остатками, что даст, наверное, возможность установить подробную картину развития органической жизни (пыльца и т. д.) в геохронологическом разрезе.

Время оставления краем ледника окрестностей Ленинграда. Результаты геохронологических исследований в Швеции и Финляндии имеют для нас значение при составлении сводной таблицы геологической истории, изменения растительности и климата в северо-западной части Ленинградской области. Более частная и непосредственная задача — увязать геохронологические замеры Швеции и Финляндии, с одной стороны, и окрестностей Ленинграда — с другой.

Финляндская геохронологическая шкала начинается с момента, когда край ледника находился на линии Выборг — и севернее Кексгольма, т. е. в 100 км к северо-западу от ближайших замеров окрестностей Ленинграда. Это положение ледникового края приходится на—1500-й год по финляндской шкале, что соответствует, примерно, 1500 году до начала финициального периода (143, 53, фиг. 18). По шкале де-Геера этот момент удален от нашего времени на 11 300 лет (1500 + 1073 + 8700 лет), а по шкале Саурамо, примерно, на 11 800 лет. Прибавив время отступления ледника на протяжении около 100 км (Сестрорецк—Выборг) и около 50 лет отступления ледникового края от Ленинграда до Сестрорецка, получим цифру, указывающую, сколько лет тому назад Ленинград оставлен ледниковым покровом. Это открыло бы возможность точной датировки древнейших позднеледниковых остатков органической жизни, встречающихся в ленточных отложениях окрестностей Ленинграда (остатки полярной флоры, пыльца). Такое продолжение Скандинавской геохронологической шкалы до окрестностей Ленинграда делается возможным, лишь только Саурамо опубликует данные своих геохронологических исследований северной половины Карельского перешейка.

В своей последней работе де-Геер делает уже такую попытку. Пользуясь результатами замеров Саурамо в северной части Карельского перешейка и в окрестностях Ленинграда, сообщенных ему в письменной форме, де-Геер синхронизирует указанные замеры со шведской шкалой (так наз. дальние коннекции или телеконнекции), а тем самым с финляндской шкалой. Этот обходный путь приводит де-Геера к таким датировкам (47, Bd. III, S. 105). (См. табл. 1).

При таком сопоставлении выходит, что Ленинград оставлен ледником за 3150 лет до начала послеледникового периода, т. е. около 11 850 лет назад. В то время, когда край ледника проходил через Ленинград, в Швеции он лежал, вероятно, немного южнее 58° с. ш., т. е. на широте северной части Кальмарского пролива и несколько к югу от южного конца оз. Веттер.

Выше уже указывалось, что на основании данных Саурамо и в особенности Мунте эти цифры необходимо удлинить на несколько сот лет.

Поэтому на своей сводной карте (84, стр. 58, фиг. 18) Саурамо проводит — 3000 эквицессу де-Геера не через Ленинград, а севернее, сразу к северу от Выборга, сопоставляя ее с — 1400 эквицессой Финляндии. Так как нуль Саурамо отвечает — 1073 году де-Геера, данная датировка, выраженная в шкале Саурамо, дает не — 1400, а — 1937 год, т. е. отодвигает момент оставления краем ледника местности, занятой Ленинградом на 11 850 + 537, т. е. на 12 400 лет назад. (В одном из писем ко мне Саурамо датирует этот момент — 1924 годом по своей шкале; см. также „Приложение“ в конце статьи).

Таблица 1

Пункт замера	Датировка по шведской шкале	Датировка по финляндской шкале
М. Лаврики близ Ленинграда .	—3162	—
Сев. половина Карельского перешейка		
Ваммельоки близ Териок . . .	—3112	—
Саяниоки близ Кивиниеми . .	—2960	—
Ноисиниеми	—2897	—
Хирвисари	—2849	—
Иокела, южн. Финляндия . .	—2050	—779

Перспективы продолжения геохронологических исследований на юго-восток от Балтийского щита. Единственным способом охвата абсолютной хронологией, основанной на ленточных отложениях более значительного промежутка времени, является распространение геохронологических исследований на территорию к югу и юго-востоку от Фенноскандии. Попытки в этом направлении в последние годы производились де-Геером в Дании и его учениками и Галицким в Польше (50), учениками де-Геера в Латвии и Эстонии (44, 46), Саурамо — в Литве, Латвии, Эстонии (79) и окрестностях Ленинграда, мной и И. И. Красновым в Ленинградской области (10) и южной Карелии (10).

Выше отмечалось, что некоторые результаты геохронологических исследований в Дании оспариваются датскими геологами. Саурамо пришел к выводу о серьезных затруднениях, которые должны встретить геохронологические исследования в Прибалтийских странах. В Ленинградской области геохронологические исследования оказались пока возможными только в предглинтовой зоне и привели к отрицательным результатам в районе к югу от глинта. Геохронологические исследования в южной Карелии удалась в районе северной половины Онежского озера. Отступление края ледника прослежено на протяжении около 120 км от о-ва Климецкого на юге и до ст. Медвежья гора на севере. Продолжение этих исследований далее на северо-запад, хотя и связано с большими

практическими трудностями, возможно и желательно, так как дало бы возможность примкнуть геохронологические исследования Карелии к предполагаемому продолжению финляндских Сальпаусельке на нашей территории на северо-запад от Сегозера (22), а тем самым — и к финляндской хронологической шкале. Но в районе южной половины Онежского озера и далее к югу ленточные отложения меняют свой характер и делаются непригодными для геохронологических исследований. Территория, где такие исследования возможны, охватывает по грубому примерному подсчету период времени не ранее — 3000 года по финляндской шкале или около 14.500 лет назад по шведской шкале. В это время в Швеции край ледника лежал на широте г. Кальмара (см. подробнее 84).

Исследованиями последних лет, преимущественно М. А. Лавровой (8), ленточные отложения встречены были в районе Белого моря, на Кольском полуострове и т. д. Нередко они имеют правильную и ясную слоистость и, возможно, что геохронологическое их изучение дало бы хорошие результаты.

Итак, севернее полосы Нарва — Ленинград — Лодейное Поле — Вытегра — Пудож геохронологические исследования дали положительные результаты и отрицательные — к югу от нее. Этапы отступления края ледника севернее этой линии (южная Карелия и др.) относятся к той части готигляциального периода, хронология которой уже разработана в Швеции (10).

Распространение геохронологических исследований на территорию Северо-западной области представляло интерес, поскольку предполагалось возможным продолжить шведскую хронологическую шкалу на более ранние этапы отступления ледника, чем это сделано в Швеции. Такая возможность, как видно, отпадает.

Исследования последних лет, производившиеся нашими геологами на территории б. Псковской, Череповецкой и др. губерний, т. е. уже на значительном расстоянии от Балтийского щита, обнаруживают новые области ленточных отложений. Геохронологическая оценка их пока отсутствует. Но даже если бы в этих районах были встречены типичные ленточные отложения, вряд ли они сослужили бы геохронологии большую службу. Геохронологические датировки пришлось бы производить при помощи сравнения индивидуальных диаграмм с диаграммами шведских и финляндских замеров, удаленных на много сот километров, т. е. на основании так называемых дальних коннексий (*Fernkonnexionen*, 42) или телеоконнексий (*Teleokkonnexionen*). Но метод дальних коннексий, энергично пропагандируемый де-Геером, встречает веские и совершенно основательные возражения со стороны большинства специалистов (26, 54).

И эта кажущаяся возможность продолжения геохронологических исследований на более значительное расстояние к юго-востоку от Фенноскандии отпадает.

2. Относительная хронология

Предварительные замечания: зоны Поста. Применение метода абсолютного летоисчисления де-Геера в каждом отдельном районе ограничено отрезком времени всего в несколько сот лет (в окрестностях Ленинграда — до 500 лет), в течение которого отлагались осадки с годичной слоистостью — ленточные отложения. Выше следуют отложения, лишенные годичной слоистости. Их возраст непосредственно не может быть выражен в абсолютных цифрах (числе лет). Приходится ограничиваться установлением относительной хронологии таких слоев, т. е. решать вопрос о той или иной последовательности их залегания в данном районе и о синхронизме слоев данного района с отложениями Швеции. Дальнейшей задачей является связать относительную хронологию района с абсолютной шкалой, что в конечном счете дает возможность абсолютной датировки и более молодых слоев, залегающих выше ленточных отложений и лишенных годичной слоистости.

Для выработки относительной стратиграфической схемы имеет особое значение пылецевой метод, в случаях, когда его удастся контролировать какими-либо другими методами. Стратиграфических схем, выработанных таким способом для отдельных районов, преимущественно в Швеции, но имеющих более универсальное значение, мы имели за последние годы довольно много. Более ранние из них, естественно, менее детальны. В основе их лежит деление Блитт-Сернандера на климатические периоды (субарктический, бореальный, атлантический, суббореальный и субатлантический). Различаются также отдельные стратиграфические уровни: в Швеции — граница пыльцы ели, смешанного дубового леса, ольхи, бука. Позднее Пост выделил в торфяниках Готланда 12 стратиграфических горизонтов или зон (62), Томсон для Эстонии 11 зон (92), Нейштадт для Владимирской губ. 12 зон (67). Наибольший для нас интерес имеет стратиграфическое подразделение Поста, проведенное для хорошо изученного района Балтики и особенно тщательно связанное с последниковыми отложениями. Важность синхронизации наших отложений с этой шкалой возрастает еще потому, что шкале Поста, повидимому, предстоит универсальное применение для района всей южной Балтики. В своей работе об истории острова Эланда ее придерживается Лундквист (57),¹ а также Томассон, проделавший детальную параллелизацию отложений Балтики с зонами Поста на побережье Кальмарского пролива (90).

Пост характеризует эти зоны следующим образом (62, Bd. III).

I. Современное время — конец субатлантического времени, приблизительно начиная со времени викингов. Сосна образует последниковый максимум (85—95%), который можно сравнить лишь с макси-

¹ В более ранних своих работах Лундквист останавливался на других стратиграфических горизонтах (96, 97).

мумом в начале времени послеледникового улучшения климата (зоны IX и X). Ель достигает максимума (5—10%). Березы меньше 5%. Смешанного дубового леса нет или его 1—2%. Бук и граб отсутствуют.

II. Субатлантический период. Сосна доминирует, достигая 70—80%. Ель встречается равномерно до 5%. Березы 10—20%. Ольхи и смешанного дубового леса больше, чем в зоне I (2—5%). Отдельные пыльцевые зерна граба и бука.

III. Суббореальное время. Пыльцевой спектр, сходный с зоной II. Сосна преобладает, хотя и менее резко, чем в зоне II. Ели 2—3%. Береза, ольха, смешанный дубовый лес, как в зоне II.

IV. Атлантическое время, поздняя стадия (от максимума литориновой трансгрессии до времени ящикообразных гробниц). Максимум смешанного дубового леса (25—30%) и ольхи. Сосны меньше, чем выше. Ели отдельные пыльцевые зерна.

V. Атлантическое время до и во время литоринового максимума. Кривые смешанного дубового леса и ольхи резко поднимаются, чтобы достигнуть максимума в зоне V.

VI. Время переходное от бореального к атлантическому. Доминирует сосна. Довольно высокий процент ольхи и орешника, низкий — смешанного дубового леса и довольно высокий — березы. Ель отсутствует.

VII. Бореальное время сразу после максимума анциловой трансгрессии. Сосны очень много. Средний процент березы и низкий — смешанного дубового леса. Кривая ольхи поднимается, орешника — опускается с приближением к зоне VI. Ель отсутствует.

VIII. Бореальное время — максимум анциловой трансгрессии. Максимум орешника (25%, иногда до 50%). Низкий процент смешанного дубового леса, начало непрерывной кривой ольхи. С максимумом орешника совпадает максимум кривой березы (30—50%) и минимум сосны (40—60%). Ель отсутствует.

IX. Начало послеледникового теплого времени. Период до анцилового максимума. Низкий процент смешанного дубового леса, более высокий — орешника. В этой зоне оканчивается их непрерывная кривая. Сосна поднимается до 70—80% и выше, береза падает до 15—30%. Нередко непрерывная кривая ивы (1—2%).

X. Субарктическое время. Кривые сосны и березы встречаются. Непрерывная кривая ивы (до 10%). Отдельные пыльцевые зерна широколиственных пород (большую частью 1—2%, иногда до 5%).

XI. Арктическое время. Пыльца сосны и березы в очень меняющихся пропорциях (сосны 25—95%, березы от 1—2 до 60%). Ива до 10%. Пыльца ели до 5%, и поэтому пыльцевой спектр носит характер, близкий к современному.

Главнейшее отличие подразделений Лундквиста (98) и Томассона (159), которые применяют эту шкалу, — перемещение кверху границ зон IX и X, так что максимум березы приходится не на VIII, а на IX зону

и лежащий под ним максимум сосны не на IX, а на X зону. Так как морфологически такое подразделение более отчетливо, я буду пользоваться шкалой Поста лишь с только что указанной поправкой.

Параллельно нами делаются попытки при описании индивидуальных разрезов, максимального использования всех других путей для установления правильной и обоснованной стратификации. На помощь приходит: 1) метод определения и количественных подсчетов диатомовых, широко разработанный В. С. Порецким (17); 2) определение макроскопических растительных остатков; 3) сопоставление с высотами древних береговых линий и т. д. Именно такая комплексная методика создает возможность взаимного контроля методов и дает некоторую уверенность в правильности проделанной стратификации и синхронизации со шведскими данными.

• Увязка с геохронологической шкалой. Самые древние остатки растений и пыльцы в ленточных отложениях, найденные в районе оз. Рагунда, относятся ко времени, когда котловина озера была еще заливом анцилового озера. Они заключены в так называемую послеледниковую фиордовую глину, состоят из макроскопических остатков *Betula odorata*, *Pinus silvestris*, *Populus tremula* и *Alnus incana* и относятся к 620—630 гг. после распада ледникового покрова на две части (нуль шкалы де-Геера) и отступления его из района озера. Через 1230—1240 лет после отступления ледника флора имеет тот же характер, что и сейчас (23). В 1780—2370 гг. появляется теплолюбивая флора; это время климатического оптимума (стр. 20) и появления *Carex pseudocyperus*, *Corylus* и *Ulmus*; оно совпадает с первой половиной литоринового времени. Кульминация кривых вяза и орешника очень отчетливо видна на пыльцевой диаграмме, где она приходится на годы 1700—2800, т. е. приблизительно 7000—5900 лет назад. Таким образом относительная хронология увязывается в Швеции с абсолютной хронологией.

Высшая граница уровня Балтики. Понятие об этой границе, обычно называемой просто „высшей границей“ (höchste Grenze), в новом освещении дано в последних работах Саурамо:

„Положение высшей береговой линии узнается по резкому отличию между затопленными, субаквальными и расположенными над ними супрааквальными районами. В субаквальном районе имеются всюду следы водной абразии и аккумуляции. Абразия, большей частью, уничтожила возвышенности таким же образом, как это имеет место сейчас с расположенными на берегу моря и больших озер шхерами. Моренный покров, сохранившийся на более пологих склонах, вследствие вымывания, обычно каменистее, чем в районах, не затронутых водой. Как результат аккумуляции, в понижениях простираются песок и глина, а точно так же, вплоть до высшей границы, береговые образования.

В супрааквальном районе выходы коренных пород, как правило, гораздо реже. Моренный плащ обычно очень равномерного характера,

хотя на выступах повышений он нередко очень тонок. Из водных отложений встречаются лишь отложения талых ледниковых вод и послеледниковых рек. Глина и другие мелкозернистые отложения полностью отсутствуют.

Граница между этими двумя районами различного характера; она выражена во многих местах в виде отчетливо определимой береговой зоны; она является высшей береговой линией, высшей границей" (83).

У края ледника в большей части Фенноскандии, как и в окрестностях Ленинграда, располагались приледниковые плотинные озера. Поэтому, высшая граница образовалась, обычно, сразу после отступления ледника в результате береговой абразии и аккумуляции приледниковых плотинных озер. При последовательных положениях отступающего края ледника, в течение всей позднеледниковой истории Фенноскандии, у ледникового края группировались локальные приледниковые озера, в особенности там, где рельеф сильно расчленен. Высшая граница в каждой такой зоне нередко оказывается, поэтому, не на одинаковой абсолютной высоте. Тем не менее, такая высшая граница может быть синхронна на большом протяжении.

По мере отступления края ледника, на освобождавшейся от его покрова поверхности образовывались все новые приледниковые озера. Возраст их был тем моложе, чем дальше в направлении отступающего края ледника они располагались. Точно так же и высшая граница в направлении отступления ледника, независимо от ее высоты не синхронна, а метакронна. „Так, например, в южной части Балтийского моря она на 4000—5000 лет старше, чем в Норланде в Швеции, и даже в пределах небольшой Финляндии возраст высшей границы на Карельском перешейке и в Остроботнии отличается подчас на 3000 лет“ (83, 65—66). Последовательность образования или метакронность высшей границы обнаруживается уже при прослеживании ее на незначительное расстояние. Эту особенность высшей границы можно противопоставить выраженной на большом протяжении синхронности береговых линий всех позднейших бассейнов.

Стадия Gl III озерно-ледникового бассейна в районе Ленинграда и более ранние стадии.¹ Древнейшими водными бассейнами в нашем районе являлись внутриледниковые и частью подледниковые локальные озера. Они могли образоваться на месте участков мертвого льда во внутриледниковых проталинах. В то время, когда край ледника располагается на Невско-Волковском водоразделе или даже к юго-востоку от него, главнейшими из таких озер являлись: Кирсино-Шапкинское, Колтушское, Токсовское и Великинское. Каждое из них

¹ Символом „Gl“ я заменяю употреблявшееся мной ранее менее удачное обозначение „G“ (GlI вместо Gl и т. д.).

распадалось на более мелкие озера второго порядка. Весьма вероятно существование еще нескольких более мелких внутриледниковых озер. Время, последовательность образования внутриледниковых озер и продолжительность их существования не могут быть установлены.

Уровень озер весьма вероятно соответствовал уровням камовых плато в период их образования. Наиболее высока отметка Токсовского плато, достигающего 110 м абс. выс. Так как плато окаймлены по всей своей периферии склонами ледникового контакта, приходится считать, что они образовались в небольшом озере обособленно от близлежащих камов. Упомянутая отметка не дает никакого указания на уровень других внутриледниковых озер, а тем более не дает оснований говорить о большом водном бассейне со столь высоким уровнем. Другие камовые области не имеют столь отчетливо выраженных плато. Нужно думать, что они образовались на некоторой глубине под уровнем соответствующих локальных озер.

Образование приледникового озерно-ледникового бассейна в исследованном районе приходится отнести к моменту более позднему, когда ледник начал освобождать район, начиная с его юго-восточного угла. Одну из стадий отступления края ледника отмечают рамбовские конечные морены. Край ледника останавливается и возможно даже слегка осциллирует. К краю ледника подступает плотную озерно-ледниковый бассейн, в котором образуются ленточные отложения. Они лежат на высоте до 75 м абс. выс. к северу от Лисино и отсюда распространяются к юго-востоку, в Ильменско-Волховскую котловину, залегая непрерывным плащом на огромной площади (см. 11, карту II, вып. I).

Н. Н. Соколов (18) отмечает два уровня озерного бассейна Ильменско-Волховского района: 70 м и 40—45 м. Весьма вероятно, что моменту образования первой, более высокой, береговой линии соответствует существование указанного большого бассейна. Следы береговой линии этого бассейна на Невско-Волховском водоразделе еще не изучены, хотя известны отдельные береговые валы (район ст. Сиверская). Если руководствоваться максимальной высотой залегания ленточных отложений, можно думать, что уровень озерно-ледникового бассейна этой стадии лежал приблизительно на 100 м абс. выс. Как отмечает Саурамо, береговая линия бассейна, в котором отлагались ленточные глины в Финляндии, обычно лежит метров на 20—25 выше самих ленточных отложений.

Если предположительно принять для этого же момента образование 70-метровой береговой линии в Волховском районе, мы получим изобазовую поверхность с наклоном около 1 м на 30 км, что более или менее соответствует наклону изобазовой поверхности, проводимой Рамзаем для его озерно-ледникового бассейна I (74, 75, стр. 40, фиг. 12), при меньших отметках уровня (75—50 м), принимаемых Рамзаем. Границы этого большого бассейна, по Н. Н. Соколову, можно провести следующим образом: на

северо-западе — край ледника; на севере бассейн, по доледниковому понижению нижнего течения р. Волхова, мог переходить в котловину Ладожского озера, если только последняя не была еще сплошь покрыта ледниковым покровом. На востоке бассейн должен был, в среднем, километрах в 30 от Волхова и 20 от Ильменя упираться в возвышенности Волхово-Сясьского водораздела и уступ Валдайской возвышенности. К югу от оз. Ильмень озерно-ледниковый бассейн, повидимому, вдавался заливом в район низовий современных рр. Ловати и Полю. С запада бассейн доходил до обширных камовых областей Лужского района, захватывая область р. Оредежи. Он образовывал залив вдоль нижнего течения р. Шелони, но, судя по гипсометрическим данным, ни в коем случае не соединяясь проливом с оз. Псковским.

Контур бассейна трудно восстановим; так, в Ильменско-Волховском районе в это время еще вероятно продолжали лежать большие нарастающие и погребенные глыбы мертвого льда.

Уровень бассейна был выше уровня, намечаемого Рамзаем для наивысшего уровня озерно-ледникового бассейна, в окрестностях Ленинграда в 75 м (стадия I, по Рамзаю, 74, стр. 40, фиг. 12). Ленточные отложения Волховского и Ильменского районов во всех разрезах, за исключением р. Шелони и окрестностей Любани, отличаются малым числом лент. На Невско-Волховском водоразделе число лент не превышает 60, что указывает на короткий промежуток времени образования ленточных отложений. Под конец существования озерно-ледникового бассейна отлагаются пески, указывающие, вероятно, на обмеление бассейна и содержащие редкие экземпляры пресноводных диатомовых. Переходя к району севернее глинта, мы должны отметить резкое понижение высшей границы, проходящей по южной окраине центральной возвышенности Карельского перешейка на уровне 55—49 м. Вдоль южной окраины предглинтовой зоны этой границе вероятно соответствует береговая линия, лежащая на абс. выс. около 30 м, и вся изобазовая поверхность совпадает в общем с иольдиевой С. А. Яковлева (27). Высшая граница и здесь образует скачки и местами поднимается выше, что зависело от существования в районе локальных озер с более высоким уровнем. Одно из них было расположено в верховьях р. Охты, где ленточные отложения лежат на абс. выс. в 60 м.

В Приневской низине во время образования высшей границы отлагаются ленточные глины. Приневское плотинное ледниковое озеро не переходило на юг через Невско-Волховской водораздел. Озерно-ледниковый бассейн в это время уже, повидимому, понизил свой уровень (стадия GI II). Понижение это, судя по рельефу Волховской и Ильменской котловин, можно себе представить не иначе, как спуск (более или менее быстрый) в котловину Ладожского озера. Следы обмеления бассейна на водоразделе между Невой и Волховым отразились в переходе ленточных глин в вертикальном разрезе в мелководную фацию — пески.

Невское ледниковое озеро начало существовать с момента разделения ледникового края на два языка — Невский и Ладожский.¹ Уже в течение первых десятков лет своего существования оно, повидимому, соединялось с озером, занимавшим южную часть Ладожской котловины, представляя залив последнего. За время отступления края ледника до линии с. Копорье — Ковашская котловина, начиная с 100—120 года своего существования, озеро мелеет, что частично происходит путем повышения дна бассейна за счет накопления мощной толщи ленточных отложений. Примерно через 200 лет после своего образования Невское озеро прорывается в Лужское, что ведет к незначительному повышению уровня последнего. Лужское озеро вступает в соединение с Древне-Чудским озером. Соединяющий их пролив узок и мелководен. К моменту соединения обоих озер, носившего характер двукратного прорыва Невского озера с интервалом в 31 год, Лужское озеро в районе Кингисеппа — Пулково существует уже около 110 лет. Отсюда можно заключить, что район г. Кингисеппа был освобожден ледником и покрылся водами озера, примерно, в то время, когда край ледника, запиравший с запада Невское озеро, проходил по линии Петергоф — Сестрорецк. Вследствие больших размеров Невского озера по сравнению с Лужским, нивелировка уровней обоих озер отразилась заметно лишь на втором, меньшем из них. Уровень Лужского озера повысился, старая береговая линия затопляется и образуется новая береговая линия, которая и располагается на высоте высшей границы Невского озера. В течение этого отрезка времени по мере отступления края ледника спускаются запертые северным и южным краем ледника локальные озера: Ропшинское, Котельское, Систинское — на юге, на севере — Охтенское озеро, а также гипотетическое локальное озеро, расположенное уже в финляндской части Карельского перешейка, при спуске которого образовалась дренажная лента 280 в пункте 34 геохронологического замера (11). Таким образом, на протяжении, примерно, 200 лет, вследствие постепенного отступления края ледника и слияния более мелких озер в одно более крупное, образуется, наконец, плотинное озеро, занимающее вершину Финского залива и соединяющееся с котловинами Ладожского и Чудского озер. Соответствующая береговая линия, образующая почти всюду высшую границу, располагается на абс. выс. 50—30 м. Она синхронна на протяжении не менее 150 км (Лужско-Наровский водораздел — Карельский перешеек) и метакронна по отношению к береговой линии озера стадии I и II.

Невыясненными остаются восточные границы озера. Не исключена, хотя и не доказана, возможность его соединения с Беломорским позднеледниковым морским бассейном (13).

В момент окончательного слияния Невского и Лужского озер край ледника (см. карту 1) располагается на современной территории Финского

¹ Т. е. после окончания отложения так наз. 2-й морены окрестностей Ленинграда 3-ья морена отсутствует (11).

залива и в остальной части — в Финляндии и Эстонии. Поэтому дальнейшее прослеживание хода отступления ледникового края не могло быть осуществлено. Обращает на себя внимание, что после этой стадии в нашем районе успевает отложиться еще значительная толща ленточных глин постоянного литологического состава, состоящая в п. 16 (Кингисеппский район) и п. 34 (Ленинградский район) приблизительно из 300 лент. Повидимому, края ледника в течение всего этого промежутка времени отступали медленно, и уровень озера оставался постоянным.

Современные представления о Балтийском ледниковом озере и иольдиевом море. История озерно-ледникового бассейна в наиболее ранней стадии его существования, когда край ледника освободил лишь область Финского и Рижского заливов, описана Рамзаем (75) в виде постепенно спадающих уровней: I, II, III и IV. Свои же данные и соображения по поводу этих уровней в районе вершины Финского залива я изложил выше (стр. 15—18). При дальнейшем отступании края ледника уровень локального озера упал до уровня Балтийского ледникового озера (уровни В I, В II, В III). Уровень Балтийского озера также понижается скачкообразно. Первое понижение имеет место незадолго до стадии I Сальпаусельке, последнее — в начале стадии III Сальпаусельке, когда уровень Балтийского ледникового озера понижается до уровня океана (иольдиевого моря). Разница уровней между первой стадией Балтийского ледникового озера и океаном (т. е. сумма всех скачкообразных понижений) — 75 м (71, 70); в Финляндии эта величина та же, что и в Швеции. В Финляндской Карелии, севернее Ладожского озера, в связи с местными особенностями рельефа, по Саурамо, указанное понижение произошло в 4 приема (81, 15).

Рамзай указал, что флювиогляциальные дельты более ранних уровней Балтийского ледникового озера размыты трансгрессией его последней стадии В III. На основании чисто морфологических данных он предположил, что скачкообразный спад вод ледникового озера, под конец его существования, сменился трансгрессией, которая образовала береговую линию В III, столь резко выраженную в рельефе. Рамзай считал, что песками этой трансгрессии был засыпан „анциловый“ торфяник, описанный С. А. Яковлевым к югу от г. Петергофа (21, 19—20). Саурамо разделяет указанное представление и относит время этой трансгрессии за 8800 лет до н. э. (10 700 лет назад), т. е. к стадии II Сальпаусельке (84, 70, фиг. 25 и текст).

Наиболее подробно уровень, причина и время указанной трансгрессии исследованы Мунте (64). Его основные выводы сводятся к следующему. Пока край ледника лежал в южной Швеции, Балтийское ледниковое озеро имело сток через датские проливы. Край ледника, отступив до горы Биллинген, освободил понижение у ее южного конца. Озеро получило сток через долину р. Планта (Planta valley). Уровень озера в этом пункте понизился (беря современные абсолютные отметки древних береговых линий)

с 205 м до 175 м, т. е. на 30 м. Когда край ледника отступил до северного конца горы Биллинген в 25 км севернее, освободилось более значительное понижение, и уровень озера катастрофически упал на 50 м (с 210 до 160 м). Произошла нивелировка уровня Балтийского ледникового озера с уровнем океана, кратковременное их соединение и образование 1-го иольдиевого моря. Соединение было прервано новым наступанием края ледника, вновь запершего проход, что вызвало трансгрессию Балтийского ледникового озера. Следы этого наступания края ледника и самой трансгрессии видны в районе северного склона горы Биллинген. Саурамо указал на осцилляцию края ледника в юго-восточной Финляндии, совпадающую, как и в Швеции, со спуском вод Балтийского ледникового озера, что должно было повести к уменьшению массы откалываемых от ледникового края айсбергов, перевесу поступательного движения льда над эффектом таяния и наступанию края ледника. По хронологии Саурамо эта осцилляция, совпадающая с образованием иольдиевого моря, приходится на $+100$ год (начало стадии III Сальпаусельке). Согласно Мунте, вслед за отмеченной продвигкой ледникового края, в Швеции он начал снова отступать, что привело к более длительному соединению океана с Балтикой и ее вторичному осложнению (2-е иольдиевое море). Второй спуск Балтийского ледникового озера имел амплитуду в 23—24 м (от 154 до 130—131 м у северного края г. Биллинген). Общий итог понижения уровня:

$$\begin{array}{rcl}
 \text{от } BJG_1 \text{ до } MG_1 & . & 50 \text{ м}^1 \\
 \text{от } BJG_2 \text{ до } MG_2 & & 23—24 \text{ м} \\
 \hline
 & & 73—74 \text{ м}
 \end{array}$$

Вычисления Мунте (73—74 м) для Швеции и Рамзая для Финляндии (75 м) в этом отношении совпадают.

Хронологические даты описанных стадий, по Мунте, следующие: 1-е соединение Балтики с океаном (1-я стадия иольдиевого моря) — 2900 лет до 0 де-Геера (распадение ледникового покрова на две части и спуск озера Рагунда) — около 11 600 лет назад. В это время край ледника лежит в Финляндии к югу от I Сальпаусельке. Связь с океаном сохраняется в течение около 300 лет. Наступание края ледника, закрытие пролива и последняя пресноводная стадия Балтийского ледникового озера — продолжительностью около 400 лет. Вторичное продолжительное соединение с океаном в 2200 году по шкале де-Геера (край ледника к северу от II Сальпаусельке) или около 11 000 лет назад. Соединение с океаном и продолжительность существования 2-ой и основной стадии иольдиевого моря около 1100 лет (гг. от 2200 до 1100). Эти датировки значительно продолжительнее, чем принимаемые де-Геером и даже Саурамо (по де-Гееру начало иольдиевого периода приходится на 1073-й год, 9774 года, назад, по Саурамо на его $+100$ год, т. е. 10 200 лет назад). Рамзай, Сау-

¹ Обозначения Мунте.

рамо и Мунте одинаково приходят к выводу о трансгрессии Балтийского ледникового озера под конец его существования.

К тем же выводам на основании совершенно другого материала пришел Томассон. Исследования Томассона относятся к побережью Кальмарского пролива, отделяющего узкий остров Эланд от материка. Оба района вместе с островом Готландом в отношении колебаний уровня Балтики изучены лучше любого другого района в области современного Балтийского моря. Кроме того, как увидим в дальнейшем, позднечетвертичная история указанного района сравнительно близка к истории побережья вершины Финского залива. Поэтому отложения восточной части Финского залива придется преимущественно параллелизировать с отложениями побережья Кальмарского пролива, островов Эланда и Готланда. Из трех своих работ, посвященных колебаниям уровня Балтики, Томассон в последней (89) описывает наиболее высокие и древние береговые линии в районе Калморден (Kalmården). Он различает большое число таких систем с отметками от 154.8 до 97.4 м и обозначает их символами K I — K VIII, предполагая что наинизшая (K VIII) относится к иольдиевому морю, а более высокие — к более ранним стадиям. В более ранней и основной своей работе (90) Томассон разбирает более низкие и поздние уровни на побережье Кальмарского пролива (158). Наиболее ранняя стадия, оставившая свои следы в Кальмарском районе, начинается в арктическое время и обозначается буквой J (в момент написания работы Томассон предполагал, что эта стадия соответствует нольдиевой — K VIII в Калморденском районе). Уровень Балтики у Юнгби лежал ниже +11 м абс. выс., как показывает образование на указанной высоте торфа (стр. 34). Отложения стадии J представлены глинкой с песчанистыми прослойками (леночная глина?) и лишены каких-либо органических остатков. Выше следуют отложения субарктической пресноводной трансгрессии оз. Gyrosigma, насыпавшей береговой вал, ранее принимавшийся за анциловый береговой вал. Отложения стадии оз. Gyrosigma (по названию диатомовой *Gyrosigma attenuatum*) содержат пресноводные диатомовые и пыльцу древесных пород, позволяющие датировать эту стадию зоной X, по Посту. Абсолютная отметка береговых валов этой трансгрессии в Васмалёза +17.5 м. Амплитуда трансгрессии — всего несколько метров. Вслед за трансгрессией следует быстрая регрессия водного бассейна, и отложения следующей стадии во всех (4) профилях свидетельствуют о более низком уровне Балтики. Эта стадия характеризуется проникновением солоноводных токов в Балтику, на что указывают солоноводные диатомовые, в том числе *Campylodiscus echeneis*, почему и вся стадия названа морем Echeneis. Соединение с океаном происходило через среднюю Швецию у Дегарфорса. Море Echeneis относится к „началу теплого времени“, к первой половине зоны IX по Посту. Море Echeneis не достигало отметок +15.5 м в Васмалёза, в 12.5 м в Юнгби и +7 м в Мосберга. В Кингсгольме отложения моря Echeneis лежат на 2.5 м ниже уровня моря и носят прибрежный

характер. Регрессия от максимальной высоты уровня оз. Gyrosigma на 22 м.

Мунте указывает, что в сообщении, сделанным Томассоном после напечатания указанной работы, он отметил залегание под пресноводными слоями стадии Gyrosigma еще 2-го горизонта с солоноводными диатомовыми (1-е иольдиевое море?).

Лундквист, подробно изучивший следы колебаний уровня на о-ве Эланде, также пришел к выводу, что и до анциловой трансгрессии (зона VIII) имела место более ранняя пресноводная трансгрессия, которую он, придерживаясь терминологии Томассона, называет стадией Gyrosigma. Во время стадии Gyrosigma насыпан мощный береговой вал Эстра Ландборген, который раньше описывался как анциловый вал (57).

Материал по о-ву Готланду сведен Мунте и Постом в 1924 г. Мунте отмечает трансгрессию озерно-ледниковой Балтики незадолго до соединения ее с океаном и образования иольдиевого моря (233, 76, табл. 7). Уровень иольдиевого моря лежит ниже отметки последующих трансгрессий и, вероятно, на уровне океана, после чего последовала анциловая трансгрессия в зоне VIII (233).

Изобазовая поверхность иольдиевого моря (2-го иольдиевого моря), расположенная в районе средне-шведского пролива на абс. выс. 170 м, будучи сильно наклонена к югу и юго-востоку, на широте Кальмарского пролива и Ленинграда уходит под современный уровень Балтики. Южное побережье Балтийского моря в этот же период располагается даже выше, чем в настоящее время (датский „континентальный период“), как показали находки наземной флоры и фауны, в настоящее время погруженные под воды Балтийского моря.

Находки наземной фауны и флоры были подробно изучены в Дании Иессеном (Jessen, 53).

Согласно Таннеру (88), основные моменты позднеледниковой истории Фенноскандии сводятся к следующему: 1) отступление края ледника в южной Швеции и Финляндии — трансгрессия; 2) надвигание края ледника до внешней Сальпаусельке, изостатический прогиб литосферы и в связи с этим трансгрессия моря; 3) ледник вновь отступает. Балтика занята пресноводным Балтийским ледниковым озером; 4) быстрое улучшение климата, в связи с этим эвстатическое поднятие уровня океана и морская трансгрессия, отвечающая иольдиевому шведских авторов. Все эти точки зрения в основном сводятся к следующему: 1) Балтийское ледниковое озеро под конец своего существования трансгрессирует. 2) Иольдиевое море имело две стадии — 1-ю до трансгрессии Балтийского ледникового озера, 2-ю и основную — после этой трансгрессии. 3) Древняя береговая линия иольдиевого моря (2-го иольдиевого моря, моря Echeneis) у Ленинграда имеет уже небольшую отрицательную отметку, т. е. затоплена. В непосредственной близости от нашего района такие же данные о высоте древней береговой линии получил Хиппэ (Е. Нуурä, 52). Пыльцевая

и диатомовая характеристика иольдиевых отложений, даваемых им и Томассоном, вполне совпадают (подробнее см. 13).

Полученные нами данные хорошо согласуются со взглядами скандинавских и финляндских исследователей.

Озерноледниковые и иольдиевые отложения (зоны XI, X и IX) в исследованном районе

Наиболее древние слои, содержащие остатки арктической флоры и другие следы непосредственной близости края ледника (ленточные глины, низы камов на р. Охте), имеют довольно постоянное, хотя нерезкое преобладание в диаграммах пыльцы березы. На втором месте по количеству — пыльца сосны. Высокий процент пыльцы ивы. Непрерывная кривая пыльцы ели и ольхи. В это время, т. е. спустя 120—500 лет после отступления края ледника из окрестностей Ленинграда, около 126 000 лет назад, происходит образование верхов ленточных отложений, носящих следы резкого обмеления бассейна (пп. 56, 57, 58 и др.). Основывать на сходстве пыльцевого спектра синхроничность этой зоны с той или иной из готландских зон нельзя уже потому, что недостает шведского сравнительного материала. Но наиболее низкие слои у нас сходны со слоями зоны XI в Швеции, так как заключают в себе, так же, как и там, остатки арктической флоры. И только при сделанном сейчас допущении не получится противоречий при переходе к параллелизации вышележащих зон.

Слои с более высоким стратиграфическим положением отличаются резко изменившимся спектром: преобладанием пыльцы сосны над березой и подъемом кривой ели (до 46%) и заключают так называемый нижний максимум ели. Процент пыльцы ивы иногда очень высок (п. 30), кривая ольхи, в общем, падает и нередко прерывается. Отложения представлены песками и супесями, залегающими местами на ленточных глинах и представляющими (в одних и тех же пунктах) более мелководную фацию, чем последние. Диатомовые случайны и носят пресноводный характер. Происходит дальнейшая регрессия озерноледникового бассейна Gl III и образование автохтонного наземного торфа и погребенных почв (Горелово), спускающихся до абс. выс. 18.5 м. Пыльцевой спектр, несомненно, аналогичен спектру зоны X у Лундквиста и Томассона (выступ кривой сосны, падение кривой березы). Как и в Швеции, эта стадия характеризуется трансгрессией. Макроскопические растительные остатки не содержат уже арктических видов и свидетельствуют о смене арктических климатических условий более мягкими. На основании чисто стратиграфических данных мы приходим к выводу, что озерно-ледниковая субарктическая трансгрессия Gl IV, отложившая пески и глины над торфом в пп. 30, 31 и 51, та же самая, что и отмеченная в последние годы в Швеции и названная Томассоном — трансгрессия озера Gyrosigma.¹

¹ Все №№ пунктов помечены на карте 2 в нашей основной работе (11), а также на профиле-диаграмме, приложенной к настоящей статье.

В пп. 30 и 31 пески под торфом, относящиеся к предшествующей стадии Gl III, обладают также пыльцевым спектром зоны X. Поэтому нужно считать, что стадия Gl III озерно-ледникового бассейна, начавшись в зоне XI, окончилась в зоне X. Наконец, в пп. 12 и 15 на абс. выс. 1.5—2.5 м также встречены пески зоны X. В последних двух случаях они могут быть отнесены и к стадии Gl III и к стадии Gl IV, или к общей стадии Gl III—Gl IV, так как регрессия между ними могла быть не настолько глубока, чтобы достигнуть низких отметок двух последних пунктов.

Зона X представлена у нас отложениями всего лишь 6 пунктов 12, 15, 30 и 31 (две диаграммы), 51. Кроме того, в 2-х пунктах Лахты—40 и 41—намечается переход от зоны X к IX.

Отложения зоны IX встречены в пп. 1, 6, 10, 12, 15, 23, 26, 27, 29, 33 (?), 40, 41, 50 и 51. В пп. 1 и 51 она приходится на основание торфяников Ауверского (92) и Шуваловского (5), образованных наземными видами торфа, следовательно, водные бассейны окончательно оставили эти две точки, лежащие на абс. выс. 32 и 26 м, в более раннее время.

На время IX зоны приходятся в исследованном районе две различные стадии Балтики. Нижняя часть зоны IX в п. 15 (оз. Хабалово), 40 и 41 (Лахта) представлена на глубине 6 м под современным уровнем Балтики, слоем, характеризующимся еще следующим дополнительным комплексом данных: а) заметный расцвет солонowodных диатомовых, особенно *Campylocladus echeneis*; б) резким обмелением бассейна, вследствие чего отлагается слой с высоким содержанием макроскопических наземных растительных остатков, в п. 15 напоминающий даже торф. Отмеченные три признака буквально таким же образом отмечают Томассон, Хиппэ и Аарио (Aario) для отложений моря Echeneis. На основании этого я считаю соответствующий горизонт пп. 15, 40 и 41 также за отложение моря Echeneis — иольдиевого моря или 2-го иольдиевого моря Мунте (Таннера).

Новая и крайне осторожная терминология Томассона вызывает дальнейший вопрос: как сопоставить ее с обычными наименованиями различных стадий развития Балтики.

Мунте считает, что море Echeneis—это иольдиево море (241). Последняя находка Томассона более глубокого солонowodного горизонта отлично согласуется с новейшими представлениями Мунте о двукратном осолонении Балтики в иольдиево время (1-е и 2-е иольдиевое время). Промежуточная пресноводная стадия, имевшая характер трансгрессии, соответствует оз. Gyrosigma. Таким же образом Саурамо и Рамзай синхронизируют море Echeneis с иольдиевым морем. Того же мнения придерживался Пост в 1928 г. (244).¹ Наши данные легко находят себе место в концепциях указанных авторов. По мере отступления ледника к средне-

¹ *Ioldia (Portlandia) arctica*, кроме окрестностей Стокгольма, нигде, как известно, в „иольдиевых“ отложениях не обнаружена, и само это наименование поэтому крайне неудачно; желательно заменить его другим.

шведским и финляндским конечным моренам озерно-ледниковый бассейн в окрестностях Ленинграда постепенно регрессирует от уровня Gl III, образовавшегося тотчас после его отступления от линии глинта. Регрессия сменяется трансгрессией, вызванной новой продвигкой края ледника у северного конца горы Биллинген и закрытия канала стока, причем трансгрессия оз. Gyrosigma сказывается во всей южной Балтике. Новое отступление ледникового края вызывает образование длительного соединения Балтики с океаном — иольдиевого моря, — 2-го иольдиевого моря Мунте — моря Echeneis Томассона. Как и в Кальмарском проливе, оно совпало с регрессией, но оставило следы в восточной части Финского залива в виде слоев с солоноводной диатомовой флорой. Отложения и самая береговая линия иольдиевого моря в окрестностях Ленинграда могут быть обнаружены исключительно бурением, так как они лежат ниже современного уровня Балтийского моря.

Другой диатомовой флорой и более высоким залеганием (изобазовая поверхность выше на 50 м приблизительно) характеризуются позднеледниковые моренные отложения Беломорско-Онежского водораздела (13). Они несомненно древнее иольдиевых отложений окрестностей Ленинграда, отвечают вероятно отложениям 1-й позднеледниковой (иольдиевой) морской трансгрессии Таннера и, приблизительно, времени существования в окрестностях Ленинграда приледникового озера Gl III (см. выше). Условно назовем этот морской бассейн 1-м иольдиевым морем. 1-е иольдиевое море затопило Беломорско-Онежский водораздел со стороны Белого моря, 2-е иольдиевое море распространялось со стороны Немецкого моря. Балтийско-Беломорский пролив во время 2-го иольдиевого моря без сомнения не существовал, а существование его во время 1-го иольдиевого моря мало вероятно. Подробнее этот вопрос разбирается нами в другой работе (13).

Анциловое озеро. В 1887 г. Мунте указал, что Балтика в первой половине послеледникового периода представляла замкнутый и пресноводный бассейн — анциловое озеро (63). С тех пор об этой стадии высказывались многочисленные и во многих отношениях противоречивые точки зрения.

В 1892 г. Мунте, детализируя представление об анциловом озере, указал, что его сток в океан проходил через среднюю Швецию, где в иольдиево время Балтика соединялась проливом с океаном. Впоследствии, воды озера трансгрессировали в южном направлении, и место стока переместилось в район датских проливов, где видны древние и в настоящее время затопленные эрозионные русла. Южная Балтика лежала в анциловое время на 50 м выше, чем сейчас. Это представление в общих чертах преобладает и в настоящее время.

Де-Геер предположил существование еще 3-го русла стока анциловых вод в океан в районе г. Карльсбора к западу от оз. Веттер и к югу от среднешведского протока, намеченного Мунте. Кроме того, де-Геер

дал значительно меньшую величину поднятия южной Балтики, принимая ее всего в 25—30 м.

В дальнейшем, Мунте определил превышение вод анцилового озера над уровнем океана в 8—9 м и высоту границы анцилового озера в месте протока в средней Швеции в 108—110 м. Он увеличил цифру поднятия берегов южной Балтики по сравнению с современным до 125 м в районе Любека, но столь высокое положение, по отношению к современному, этот район имел повидимому не в анциловое, а в более раннее время.

Позднее появились работы Антевса (E. Antevs, 25) и де-Геера, в которых анциловое озеро объявляется внутренним анциловым морем, соединявшимся с океаном проливом. От этой точки зрения Антевс впоследствии отказался, но де-Геер на ней настаивает, хотя, судя по критике многих авторов — Мунте, Рамзая, Томассона и др., его представление лишено достаточных оснований. В таком положении вопрос об анциловом озере находился к моменту опубликования целого ряда важных и новых работ, которые позволяют произвести конкретную синхронизацию наших данных с новейшими шведскими.

Одну из последних своих работ Мунте специально посвящает анциловому озеру. Он подробно описывает глубокие сухие русла, через которые некогда избыток вод озера находил себе сток в океан. Эти русла располагаются близ г. Дагерфорса, в провинции Нärke, примерно в 70 км севернее места прорыва Балтийского ледникового озера в океан в начале иольдиевого периода. Их всего семь: четыре образуют северную группу и три — южную. Общая ширина всех протоков 1400 м. Сохранились отлично следы эрозии протоков, имевших характер водоскатов. Мощность их была больше мощности Ниагарского водопада, так как приток вод в анциловое море, вследствие интенсивного таяния льдов, был исключительно велик.

В это время весь район южной Балтики представлял собой сушу. По отношению к современному положению особенно высоко были тогда приподняты более южные участки. На это указывает нахождение в настоящее время наземных и озерных образований на наибольшей глубине под уровнем Балтийского моря — в более южных пунктах и менее глубоко — в более северных пунктах. Так, в Травемюнде близ г. Любека наземные образования, несомненно, анцилового времени лежат на глубине до 8—7 м ниже уровня моря, образования же, относимые предположительно к тому же времени, на глубине 58.5 м. Северо-западнее, в районе г. Кия затопленные наземные отложения опускаются на 14—15 м под уровень Балтийского моря. Севернее в 13 км к югу от Скании Изберг (O. Isberg) описал находки стволов сосны на глубине 35—37 м. Они содержат пыльцу сосны, а также березы, ольхи, дуба и по мнению Мунте относятся к началу анцилового времени. Тот же характер имеет находка Гренвалля (Grönwall) стволов сосны с глубины 35 м под уровнем моря в районе о-ва Борнгольма (49).

На основании всей совокупности фактов, Мунте резюмирует свои представления об анциловом озере следующим образом:

Анциловое озеро начало существовать, когда вследствие поднятия средней Швеции закрылся среднешведский пролив, соединявший в иольдиевое время Балтику с океаном. Анциловое озеро имело сток в океан через систему протоков у г. Дагерфорса, где береговая линия анцилового озера сейчас приподнята на 115 м над уровнем моря. Отсюда к югу изобазовая поверхность анцилового озера падает и в районе г. Кальмара опускается ниже современного уровня моря, а южнее Скании и Борнгольма — ниже уровня моря на 35—40 м. Район же Травемюнде лежал тогда даже на 60 м выше, чем сейчас. Южная часть Балтийского моря представляла собой сушу. Вследствие последующего опускания¹ районов южной Швеции и Дании замкнутое озеро соединялось с океаном (начало литоринового периода). Для этого район датских проливов должен был опуститься, по крайней мере, на 47 м (111).

Датировка анциловых отложений при помощи пыльцевого метода. На острове Готланде анциловая граница лежит на абс. выс. от 20 до 45 м, по исследованиям Поста и Мунте 1924 г. (62). Пыльца была определена в анциловых отложениях в 2 пунктах — Гоистес (Gåistes) и Сёлмир (Sälmyr) и оказалась относящейся к VIII зоне по готландской шкале. Анциловая трансгрессия достигла своего максимального уровня в зоне VIII (бореальное время), начало же оуществования анцилового озера относится к зоне IX („начало теплого времени“). Более поздние исследования Поста того же разреза Сёлмир подтвердили такую датировку. На западном берегу Кальмарского пролива, где анциловые отложения издавна изучались Мунте, они затем были исследованы Сунделином (Sundelin). Им были подробно изучены диатомовые и пыльца многочисленных разрезов и проведены изобазы анциловой границы (по Мунте). Через г. Норкепинг проходит 80-метровая изобазы, г. Кальмар лежит несколько южнее 20-метровой изобазы (86, 87). Этот район был, наконец, подробно исследован Томассоном (90). Анциловая трансгрессия, согласно его выводам, началась в конце зоны IX (в Моссберга). Трансгрессия достигает своего максимума в зоне VIII. В начале зоны VII анциловый бассейн начинает регрессировать, и во второй половине зоны VII восстанавливается соединение Балтики с океаном. На острове Эланде, по Лундквисту (57), анциловая береговая линия не выражена в рельефе, но найдены были анциловые отложения, залегающие трансгрессивно на более древних слоях. Анциловая трансгрессия относится к зоне VIII; имела место более ранняя пресноводная трансгрессия оз. Gyrosigma (см. выше). Далее Ассарзон (G. Assarson) для более северного района (лист Гузум в Эстерготланде) описал отложения анциловой трансгрессии, которые тоже относятся к зоне VIII. Амплитуда трансгрессии была менее 8 м, но более 5.5 м (28).

¹ Которое Мунте понимает буквально, как опускание земной коры.

Наибольший интерес в цикле этих работ имеет разностороннее исследование района анциловых протоков в средней Швеции, произведенное Постом. На основании этого изучения Пост приходит к выводу о синхроничности времени существования протоков со временем анциловой трансгрессии на о-ве Готланде (69).

Следам анцилового озера финляндской Карелии посвящена работа Саурамо. Отложений анцилового озера не найдено, но хорошо сохранились древние береговые линии. При этом Саурамо относит к этому периоду 3 системы древних береговых линий. Две более высокие из них образованы более ранней стадией анцилового бассейна, которую Саурамо называет „эоанциловой“.

Ниже располагается более молодая береговая линия, относящаяся уже ко времени максимума анциловой трансгрессии в обычном смысле (87).

Наконец, в Эстонии мы в последние годы имели работы Томсона, который нашел, что торфяники, расположенные ниже анциловой береговой линии, начали образовываться начиная со второй половины бореального периода — IIb по обозначению Томсона, приходящейся между зонами VIII и VII Поста. Выше анциловой границы в основании многих торфяников встречены „субарктической“ слой I. Поэтому, в Эстонии, максимум анциловой трансгрессии должен совпадать со временем бореального максимума сосны, между периодами IIa и IIb — по Томсону, приходящегося на зону VIII Поста (92). Береговая линия анцилового озера известна в Эстонии еще по исследованиям Шмидта, нашедшего в анциловых береговых валах *Ancylus fluviatilis*. Береговые валы лежат в северо-западной Эстонии на абс. выс. 32—36 м. Мы видим, таким образом, что все авторы датируют время максимума анциловой трансгрессии зоной VIII, хотя начало ее относится ко второй половине зоны IX (Томассон, Лундквист), а конец регрессии — к зоне VII (Томассон).

К совершенно сходным датировкам приходим при изучении последнеледниковых отложений восточной части Финского залива.

Датировка анциловых отложений в исследованном районе. В пп. 34, 40, 41, 26, 27, 23, 15, 12, 10, 9 и 6 (Сестрорецк-Курорт, Лахта I, Лахта II, Сюрьевское болото V и VI, Устье, Хаболовское болото, скв. 11 и оз. Судачье, скв. 26 (III), Федоровка); в верхней части анциловой толщи мы встречаем типичный бореальный максимум сосны, который ниже и в той же самой толще начинает сменяться подъемом кривой березы. Последнее имеет место в более подробно изученных разрезах Лахтинского болота (скв. I и II), Сюрьевского болота (скв. V и VI), у с. Устье, в скважине, заложенной на оз. Судачье, в Федоровском разрезе. При этом, однако, кульминация березы, где она устанавливается, несомненно, приходится уже ниже в слое другого литологического характера и содержащего увеличенную примесь солоноводных диатомовых. Уровень кульминации кривой березы мы относим к зоне IX (стр. 13)

и поэтому датировем анциловые отложения исследованного района второй половиной зоны IX и зонами VIII + VII. Во всех пылецевых диаграммах, где встречены анциловые отложения, мы имеем с переходом к вышележащему горизонту характерное и внезапное падение кривой сосны. Максимум кривой сосны располагается в верхней части анцилового слоя очень близко к нижней границе вышележащего торфа, иногда всего в нескольких сантиметрах под ней (Сестрорецк-Курорт II, Лахтинское болото, скв. I и II, Сюрьевское болото, скв. V и VI, с. Устье, оз. Хабаловское, скв. II, Федоровка). Сколько-нибудь заметного увеличения пылцы ольхи, широколиственных пород, орешника в верхнем горизонте анциловых отложений незаметно.

Зона VII Готланда на западном побережье Балтийского моря обособлена сравнительно не столь резко, как нижележащие и вышележащие зоны. Лундквист называет зону VII слабо выраженной переходной зоной (57). Зона отличается в Швеции все же некоторыми индивидуальностями (как, например, высоким процентным содержанием пылцы орешника). В нашем районе, я нахожусь в большом затруднении, где именно в отдельных диаграммах следует указать границу этих двух зон. Тем самым, затрудняется решение вопроса, — в какой зоне проходит верхняя граница анциловых отложений восточной части Финского залива — в зоне VII (Томассон, Пост) или раньше. Зона VII характеризуется в шведских диаграммах указанных авторов высоким процентом сосны, орешника (последняя черта индивидуальная для „западношведского прибрежного типа“ диаграмм и при параллелизации не должна приниматься в счет) и подъемом кривых ольхи и широколиственных пород. Не имея возможности отчетливо характеризовать обе зоны в исследованном районе в отдельности, я на диаграммах намечаю их всюду не разделяя (VIII + VII). Наиболее верным кажется проводить в большинстве разрезов верхнюю границу анциловых отложений внутри зоны VII, в верхней части соединенных зон VIII + VII.

Мы получаем таким образом для анциловой трансгрессии ту же датировку, что и в работах Поста, Мунте, Лундквиста, Томассона, Ассарзона и Томсона. Анциловые отложения восточной части Финского залива характеризуются относительно полным преобладанием пресноводных форм диатомовых. В отличие от шведских данных, почти не встречается *Melosira arenaria*, а также *Eunotia clevei*, которую С. А. Яковлев считает руководящей формой для анциловых отложений, но которая, по данным Сунделина, в анциловых отложениях Швеции встречается редко и притом в отложениях начальной стадии анцилового озера или ее конца и начала литориновой трансгрессии. В нижних горизонтах анциловых отложений исследованного района встречается примесь солоноводных и смешанных форм, хотя и незначительная. То же отмечено для Швеции (Sundelin, 86, 87, у него литература). См. подробнее в работе В. С. Порецкого (17).

Над анциловыми отложениями мы имеем почти во всех разрезах, захватывающих и вышележащие слои, — торф, в большинстве случаев

автохтонного и наземного происхождения (Сестрорецк-Курорт II, Лахтинское болото, скв. I и II, Сюрьевское болото, скв. V и VI, с. Устье, болото Хабаловское, скв. III, оз. Хабаловское, скв. 11, оз. Судацье, скв. 26, Федоровка). Залегание торфа на слоях водного происхождения указывает, очевидно, на регрессию анцилового бассейна. Абсолютные отметки контакта горизонта анциловых отложений и торфа следующие:

Таблица 2

Местонахождение	№ пункта на карте II	Абс. отметка
Село Федоровка	6	+1.0 м
„ Куровицы	8	+0.7 „
Оз. Судацье, скв. 26 . .	12	+4.0 „
„ Хабаловское, скв. 11 . . .	15	+3.1 „
Село Устье	23	+1.5 „
Сюрьевское болото	26,27	+2.0 „
Сестрорецк-Курорт	34	+8.0 „
Лахтинское болото	40,41	Почти во всех случаях ниже уровня моря. Минимум — 2.6 м.

В наивысшем пункте — Сестрорецке — анциловые отложения представлены прибрежной фацией песками, в наинизшем — Лахтинском болоте — более глубоководной фацией — довольно тяжелой и пластичной глиной. В промежуточных по высоте пунктах зависимости между отметкой (глубиной отложения) и механическим составом не наблюдается: в сс. Устье, Федоровке, Куровицы анциловые отложения состоят из песков.

В районе Ленинграда анциловая граница лежит под литориновой. Как указал Рамзай, вследствие более крутого наклона анциловая изобазовая поверхность пересекает литориновую на абс. выс. 6 м (74). В более поздней работе, посвященной Эстонии, Рамзай помещает пересечение этих поверхностей несколько выше, примерно, на 8 м (75, 13, фиг. 5). Я склонен был бы увеличить эту цифру для исследованного мной района до 10 м. Такое же пересечение анциловой изобазовой поверхности с литориновой отмечено для западного побережья Балтийского моря, где оно происходит, примерно, на абс. выс. 10 м (57, фиг. 50 и 52), а в самое последнее время для Карельского перешейка — Хиппэ (52).

Несмотря на многочисленные исследования, посвященные анциловому озеру, лишь редко удастся определить величину амплитуды анциловой трансгрессии. Мунте определяет ее в 1.5 м. для района Гантема на о. Готланде, Ассарзон для района Гузума — в пределах 5.5 и 8 м.

В вопросе об абсолютной датировке анцилового озера имеются некоторые разногласия.

Саурамо приводит следующую оценку. Изоляция анцилового озера $+450$ год (по хронологии Саурамо). Первое понижение уровня (эоанциловая стадия) $+520$ год. Второе понижение уровня от $+600$ до $+700$ года. Максимум анциловой трансгрессии от $+900$ до $+1000$ года.

По Мунте, образование анцилового озера нужно отнести на 9800 год, максимум трансгрессии на 9200 год и конец анцилового времени на 7500 лет назад; продолжительность существования анцилового озера в целом оказывается равной, по Саурамо, около 550 годам, а по Мунте значительно больше, 2774 годам.

Время между анциловой и литориновой трансгрессиями. Торф, как отмечено выше, залегающий между отложениями этих стадий, указывает на разделявшую их регрессию Балтики. Торф состоит, большей частью, из остатков наземной флоры, к которой, однако, часто примешаны остатки водных растений, солоноводные диатомовые, песок. Все это указывает на происходившее, вслед за отложением торфа, его перемывание.

Пыльцевой спектр торфа почти всюду имеет, однако, одинаковые свойства. Он характеризуется: началом подъема кривых широколиственных пород и ольхи, выступом березы, падением сосны. Эти особенности характерны и для шведских диаграмм района о. Готланда, о. Эланда и Кальмарского пролива в зоне VI. Прослой торфа в Лахтинском разрезе опускается на 2,4 м под уровнем моря, что дает минимальную величину регрессии для указанного пункта.

Литориновое море. Современное представление о литориновой стадии развития Балтики в нескольких словах сводится к следующему. Литориновое время начинается вместе с восстановлением связи между Балтийским бассейном и океаном. Этот период характеризуется трансгрессией моря, как на побережье Фенноскандии, обращенном к океану, так и в бассейне Балтийского моря. Арктические формы у океанических берегов Скандинавии исчезают, и происходит на их месте миграция более теплолюбивых форм. Из них наиболее характерна *Tapes decussatus*, почему отложения океанического побережья Фенноскандии, синхроничные литориновым отложениям Балтийского побережья, называются отложениями моря *Tapes*. Для первых в южной Швеции наиболее характерной формой моллюсков является *Litorina litorea*, а также — *L. rudis*, *Mytilus edulis*, *Tellina baltica*, *Cardium edule* и некоторые другие моллюски. Остатки моллюсков встречаются однако не везде и, практически, более удобно литориновый возраст отложений определяется по заключенной в них диатомовой флоре. Характерные представители последней в Швеции: *Rhabdonema arcuatum*, *R. minutum*, *Hyalodiscus scoticus*, *Grammatophora marina*, *Paralia*, *Campylodiscus clypeus* и *Mastogloia braunii* (62, 65). Предпоследняя из перечисленных форм удовлетворяется сравнительно опресненными водами и пользуется особо широким распространением в литориновых отложениях. Ее находят в отложениях опресненных зали-

вов Балтийского моря — Финском и Ботническом, в то время как первые четыре перечисленные формы характеризуют более ограниченный осоложенный юго-западный район Балтики.

Литориновая береговая линия выражена в рельефе лишь в районе южной части Балтийского моря и на побережье Финского залива, причем литориновые отложения лежат здесь на наземных слоях торфа, что указывает на имевшую место в южной части Балтики в литориновое время трансгрессию. Трансгрессивная литориновая береговая линия поднимается к северу до абс. выс. 30 м — по Рамзаю и 40 м — по Саурамо. Согласно Сунделину, на побережье Кальмарского пролива литориновая береговая линия прослеживается с юга на север до г. Вестервика, где лежит на 25 м абс. выс. Севернее 25-метровой изобазы она расплывается.

В северной части Балтики литориновая береговая линия не выражена, и высота распространения вод литоринового моря устанавливается, поэтому, исключительно по высоте распространения литориновых отложений, достигающей на побережье Ботнического залива абс. отметки в 90 м.

В то время как одни исследователи видят причину литориновой трансгрессии в изостатическом опускании суши в районе южной Балтики (110), Рамзай и Саурамо считают наиболее вероятной причиной изменений уровня комбинацию двух факторов: 1) эвстатического повышения уровня океана вследствие таяния льдов и 2) изостатического поднятия суши. В более центральных частях Фенноскандии (Ботнический залив) темп поднятия суши был больше, чем поднятие уровня моря, в то время как в периферических частях (южная Балтика) соотношения были обратные. Поэтому трансгрессия имела место только в южной части Балтики.

„Обычно геологи и археологи без непосредственного обоснования принимают, что море Тапес-Литорина достигло своего максимального уровня одновременно в различных частях Фенноскандии и окружающих ее районов... Однако, мало вероятно, что дело обстоит, таким образом, независимо от того, явилось ли причиной трансгрессии опускание суши, что является наиболее распространенной точкой зрения. Вряд ли движения земной коры изменили свой знак одновременно во всем районе. Если, напротив, трансгрессия вызывалась эвстатическим поднятием уровня моря, одновременность образования береговой линии Тапес-Литорина легко понятна. Но и в этом случае, трансгрессия может и не быть одновременной во всех зонах, так как поднятие суши могло в одних зонах превысить поднятие уровня моря ранее, чем в других“ (138, 57). Поэтому не на всем побережье Балтийского моря береговая линия литоринового моря синхронна; в общем она метасинхронна. Рамзай считает ее синхронной в области южной Балтики, ограниченной 30-метровой изобазой послелиторинового поднятия. В таком случае район о-вов Готланда, Эланда и Кальмарского пролива основной в смысле параллелизации с отложениями

нашего района (см. выше, стр. 21) и должен обладать синхронной береговой линией литоринового моря с нашим районом. В каждом отдельном случае этот вопрос может решаться на основании параллелизации конкретного материала.

Высшая граница распространения солоноводных литориновых отложений на побережье Ботнического залива (где литориновая береговая линия не выражена в рельефе) носит название границы *Слуреус* (по диатомовой *Campylodiscus clypeus*). Она не синхронна с береговой линией литориновой трансгрессии, выраженной в южной части Балтики. Соленые воды океана проникли в Балтийское море раньше, чем литориновая трансгрессия достигла своего максимума; отложившиеся в северном районе Балтики солоноводные литориновые слои были приподняты над уровнем литоринового моря еще до того, как литориновая трансгрессия кульминировала в южной части Балтийского бассейна (136, 32).

Понятие о литориновом море в последнее время значительно осложнилось. Различными авторами выделяются несколько стадий в развитии литоринового моря, в течение которых уровень и соленость моря менялись. Больше всего данных приводится в пользу так наз. „второй Литориновой трансгрессии“ или „2-й трансгрессии каменного века“. Литература о ней собрана была Рамзаем (73, 15—16; 137, 61): Виблинг (Wibling) отметил залегание прибрежных отложений на неолитической стоянке времени ящикообразных гробниц в провинции Блэкинге в южной Швеции; Челмарк (Kjelmark) и Зиббарп (Sibbarp) отмечают нахождение более молодых неолитических стоянок на более низких уровнях, чем более древние, иногда под гравием и песком. Одним из доказательств „2-й трансгрессии каменного века“ Рамзай считает встречающиеся хорошо выраженные береговые валы и террасы, лежащие на высоте 63—65% высоты литориновой береговой линии в тех же пунктах (Эстония, Кальмарский пролив). 2-й трансгрессии каменного века в окрестностях Ленинграда будто бы соответствует древнебалтийская трансгрессия С. А. Яковлева (21), 2-я трансгрессия каменного века выражена и на западном побережье Фенноскандии и была вызвана эвстатическим повышением уровня моря (138, 62). Новейшие данные по этому вопросу сводятся в основном к следующему:

Соотношение литориновой трансгрессии на о. Готланде со шкалой Поста следующее (для о-ва Готланда):

Зона VI — переходное время от бореального к атлантическому времени. Зона V — атлантическое время — до и во время максимума литориновой трансгрессии. Зона IV — позднеатлантическое время, от максимума литориновой трансгрессии — до времени ящикообразных гробниц, время кульминации смешанного дубового леса. Зона III — суббореальное время (от времени ящикообразных гробниц до бронзового времени) В опубликованной Постом диаграмме (69, табл. 9) в разрезе болота Лина (Linamyr) литориновые отложения захватывают зону V и IV. Болото лежит

на высоте 60% высоты границы литориновой трансгрессии, поднимающейся от 13.5 м на южном конце острова до 27.5 м на северном его конце. Мунте представляет себе литориновую трансгрессию в виде одной и единой фазы, с максимальным осолонением в середине ее (65, 117).

Томассон и в отношении истории литоринового моря внес следующие осложнения: вслед за соединением Балтики с океаном по окончании анциловой стадии, в Балтийский бассейн проникает солоноводная диатомовая флора, состоящая преимущественно из представителей рода *Mastogloia*. Эта стадия охватывает верх зоны VII и всю зону VI Поста. В одном из профилей Кальмарского побережья (Рамсос) имеются следы трансгрессивного залегания слоя *Mastogloia* на отложениях предшествующей стадии. Время моря *Mastogloia* охватывает, таким образом, переход от бореального к атлантическому периоду. Соединение с океаном, возможно с перерывами, имело место через датские проливы.

С начала зоны V начинается литориновая стадия, выраженная в одном разрезе в виде трансгрессии (Мосберга), одновременной с литориновой трансгрессией на о-ве Готланде. Проникновение в Балтику типичной солоноводной диатомовой флоры. Эта стадия захватывает зоны V и IV, кроме самого верхнего отрезка последней. В самом конце зоны IV в 2 разрезах (Рамсос и Фогельмара) зарегистрирована новая, 2-я литориновая трансгрессия, которая захватывает и III зону. В других исследованных профилях в это время идет регрессия. Широколиственные породы в Кальмарском районе кульминируют во время первой литориновой трансгрессии, повидимому, на границе между зонами V и IV. Ассарзон в районе Гузума на основании сопоставления пыльцевых диаграмм и диаграмм диатомовых нашел, что максимум солоноводности литоринового моря в исследованном им районе следует отнести на границу между зонами IV и V. На солоноводной гиттии залегают непосредственно гиттии (*Detritusgyttia*), содержащие почти совершенно опресненную диатомовую флору, относящуюся в верхних частях уже к зоне III (28, фиг. 10—11, 12—13, 14—15).

Наиболее значительный материал по интересующему нас сейчас вопросу сосредоточен в работе Лундквиста о болотах о-ва Эланда (57). Зоны VII и VI на о-ве Эланде характеризуются регрессией моря. О литориновой трансгрессии Лундквист говорит следующее.

Поднятие сменилось опусканием суши, и во время зоны V имеет место литориновая трансгрессия. Вскоре начал образовываться береговой вал (стадия LI Томассона, 90). После времени LI имела место кратковременная регрессия, отчетливо зарегистрированная только в Рамсосе.

Эта регрессия имела амплитуду не более 4—6 м (глубина залегания известковой гиттии под гребнем вала LI). Затем предполагается еще вторая литориновая трансгрессия, береговая граница которой почти сливается с предыдущей. Более молодая литориновая граница пересекает анциловую на абс. выс. 10—11 м (стр. 126). Он говорит: „На высоте 60% литориновой трансгрессии Рамзай отмечал остановку в регрессии

или возможность небольшой трансгрессии времени ящикообразных гробниц“.

Рамзай основывается на данных Гольста (Holst, 1899 г.). Томассон уже указывал, что Рамзай пользовался для этого построения также береговыми линиями и других трансгрессий, так что к его построению нужно относиться с некоторой осторожностью (стр. 126—127). Такие же построения Томассона для района Скогенес (Skåggenós), не будучи обоснованы палеонтологически, преждевременны. Береговую линию на такой же высоте по отношению к литориновой границе нашел Пост на о-ве Готланде и в Скании. Палеонтологических данных для установления этой трансгрессии на о-ве Эланде найдено не было, хотя и имеется разница в возрасте морских слоев над и под отметками в 60% литоринового поднятия (болота Грета).

„В нашем материале не находится ничего, указывающего определенно на такое изменение уровня“ (стр. 127), говорит Лундквист.

Таким образом, Лундквист оценивает с большой осторожностью неясные следы, возможно, говорящие в пользу 2-й литориновой трансгрессии на о-ве Эланде. Кроме того, в предположительной форме Лундквист допускает возможность еще одной — „древне-литориновой трансгрессии“ (Äldre litorinatransgression). Повод говорить о ней дает находка прослая озерного мергеля в морской литориновой гиттии в разрезе болота Резмо (Resmo mosse). Основанием допускать 2-ю литориновую трансгрессию (трансгрессия ящикообразных гробниц) является залегание сравнительно низко над уровнем моря морской гиттии, по возрасту более молодой, чем гиттия других разрезов. Конечно, не исключена возможность, что и там и здесь залегают отложения двух различных стадий одного непрерывно регрессировавшего бассейна.

По отношению к готландским зонам Поста, следы трех возможных литориновых трансгрессий располагаются так:

Древне-литориновая трансгрессия — зона V (см. стр. 34, 117).

Литориновая трансгрессия — верхняя часть зоны V и нижняя зона IV (стр. 34, 62, 117).

Трансгрессия ящикообразных гробниц — зона III (стр. 63, 69, 72).

Максимум широколиственных пород относится к зоне IV (стр. 147). Таким образом, литориновая трансгрессия (вместе с предполагаемой более ранней) относится ко времени до максимума широколиственных пород, а трансгрессия ящикообразных гробниц — ко времени после максимума широколиственных пород (суббореальное время). В пользу вторичного повышения уровня в литориновое время высказывался еще Пост, а из археологов в последнее время Асклунд (B. Askund, 27) и Ридбек (O. Rydbeck, 10).

В Дании литориновая граница была с большой подробностью в последние годы прослежена Иессеном (53) и Мерц (E. L. Mertz, 60), причем следов второй литориновой трансгрессии обнаружено не было.

Данные Томсона дают аналогичную со шведской датировку литориновой трансгрессии в Эстонии. В торфяниках, расположенных ниже литориновой границы, полностью отсутствуют более древние — дораннеатлантические слои (IIIa). В нижних слоях исследованных здесь торфяников встречены слои III b или IV, соответствующие зоне IV Поста, т. е. времени послелиторинового максимума. Следовательно, в Эстонии максимум литориновой трансгрессии совпадает с атлантическим периодом, т. е. с послеледниковым климатическим оптимумом. Томсон считает также, что в Эстонии имела место и „вторая трансгрессия каменного века“. В доказательство он отмечает: 1) береговые валы, расположенные на 65% литориновой границы, и 2) более молодой возраст торфяников, лежащих между береговыми линиями 1-й и 2-й литориновых трансгрессий по сравнению с торфяниками, расположенными выше границы 1-й литориновой трансгрессии. Я ни в какой степени не думаю оспаривать существование следов 2-й литориновой трансгрессии в Эстонии. Но приведенные факты существования ее не доказывают. Береговые валы на этой высоте могли образоваться и при постепенной регрессии, а различие в возрасте торфяников означает лишь, что поверхность с более низкими отметками вышла из-под вод литориновой трансгрессии позже, чем вышележащая поверхность, что должно было произойти при равномерной регрессии одного и того же бассейна. Аарио (Aario) описал недавно послеледниковые отложения побережья Ботнического залива в провинции Сатакунта, причем отмечает трансгрессию *Clupeus* и две литориновые трансгрессии.

Последней в хронологическом отношении является работа Хиппэ (52), трактующая вопрос о послеледниковой истории района, непосредственно примыкающего к нашему району, — северной части Карельского перешейка между Куоккала и Выборгом. Хиппэ в интересующем нас отрезке времени различает пять трансгрессий, а именно: три литориновые трансгрессии, из которых две первые (L I и L II) разделены коротким понижением уровня (Zwischenkulmination) третья же (L III) более обособлена. Затем следуют еще 2 послеледниковые трансгрессии.

Литориновая трансгрессия в исследованном районе. На горизонте торфа (зона VI) были изучены в 22 пунктах водные отложения, представленные гиттиями, песчанистыми глинами и песками, причем залегают эти отложения на первой террасе и на абс. выс. несколько большей, чем анциловые отложения, как то:

Пункты	Абс. выс.	Пункты	Абс. выс.
5	до 6.5	16	до 6.5
6	3.0	18	7.5
7	—	21	5.0
8	2.5	22	9.5
9	6.0	23	6.5
12	5.7	26	6.5
14	6.0	27	5.2
15	5.5	34	6.0
35	7.5	41	1.0

Литориновые отложения претерпевают значительные изменения, будучи прослеживаемы в горизонтальном направлении от пунктов с меньшей до пунктов с большей абс. выс. С приближением к самой береговой линии, окаймляющей первую террасу, они переходят в крупные пески, слагающие непосредственно береговые валы и песчаные косы — пересыпи, что наблюдается в пп. 14, 18, 22, 23 и 25.

Этот горизонт характеризуется исключительным богатством диатомовых (нередко представлен диатомитом), среди которых в средней и нижней частях горизонта постоянно встречается характерный комплекс солоноводных формы: *Campylodiscus clypeus*, *C. echeneis*, *Nitzschia scalaris*, *Diploneis Smithii*, *Navicula peregrina*. При этом кривая процентного содержания солоноводных форм дает отчетливый максимум. Несмотря на то, что эта кривая обнаруживает второстепенные колебания, нельзя ни в одном разрезе констатировать два или несколько отчетливо выраженных максимумов. В верхней части этого горизонта во всех разрезах, кроме пп. 26 и 27, кривая солоноводности плавно, но сильно падает, и солоноводные формы почти совершенно вытесняются пресноводными.

В горизонте литориновых отложений кривая широколиственных пород, орешника и ольхи, а также кривая солоноводности кульминируют одновременно. Процент первых двух кривых у нас обычно не превышает 10, обе кривые очень плоски, некоторые отступления от указанного правила нерезко выражены. Можно считать, что время послеледникового климатического оптимума совпадает с наибольшей соленостью литоринового моря в нашем районе. Рамзай указал, что литориновая линия и береговая линия *Clypeus* — понятия разнзначашие в части Балтики, лежащей к северу от 30-метровой литориновой изобазы, так как проникновение соленых вод в Балтику и максимум трансгрессии не связаны по времени обязательной функциональной зависимостью (см. выше, стр. 32). В исследованном районе, лежащем в среднем на 10-метровой изобазе, литориновое море достигло наивысшего уровня и максимальной солености одновременно.

Эта концепция находит себе в исследованном районе полное подтверждение в факте нахождения в береговых валах и косах (пп. 14, 18) пыльцы, характеризующей климатический оптимум и синхроничной, как указывалось выше, максимуму солености литоринового моря в нашем районе. Таким образом, максимум литориновой трансгрессии совпал у нас с кульминацией солености литоринового моря, одновременно во всех точках, независимо от их абс. выс. Горизонт литориновых отложений кверху переходит в отложения с признаками постепенного, но сильного опреснения, причем вся толща литологически оказывается совершенно однородно выраженной, или меняет свой характер постепенно. Такое усиливающееся опреснение лучше всего заметно в пп. 12, 15, 16, 35, 40 и 41. В пыльцевых диаграммах оно начинается вместе с началом падения кри-

вых широколиственных пород, орешника и ольхи и одновременно идущим подъемом кривой ели.

Сильно опресненный горизонт еще выше переходит в субъаквальные виды торфа; выше следует осоковый и, наконец, осоково-сфагновый и сфагновый торфа, образующие современную поверхность исследованных торфяников. Таким образом, изучение литориновых и послелиториновых отложений в вертикальном профиле рисует нам чрезвычайно полную и постепенную картину смены солоноводного и сравнительно глубоководного бассейна бассейном более опресненным и мелководным (опресняющее влияние берега). Рельеф дна прибрежной части литоринового моря имел довольно значительные неровности, в виде подводных песчаных пересыпей и кос, перегораживавших более глубокие заливы поперечными перемычками. Целый комплекс таких кос располагался к юго-востоку от Кургаловского плато, по обе стороны современной р. Луги. Узкий пролив литоринового моря, проходивший от района с. Федоровки до с. Косколово, с обеих сторон перегораживался поперечными песчаными пересыпями. Такие же пересыпи отгораживали вход в Ковашский, Сестрорецкий и отчасти Лахтинский заливы и залив, тянувшийся на юго-восток от территории современного Ленинграда. Когда литориновое море начало мелеть, указанные косы и пересыпи-перемычки стали постепенно подниматься над уровнем моря и, местами, наглухо отшнуровывать отдельные заливы. В образовавшихся замкнутых, а потому — пресных лагунах отлагалась толща гиттии и глины, характеризующаяся пресноводным составом диатомовых. Дальнейшее развитие шло по линии зарастания этих замкнутых водоемов, с превращением их в торфяники, прошедшие вначале стадию грунтового (осоковый торф), затем — атмосферного (сфагновый торф) питания. Такое развитие рисуют нам разрезы 15, 16, 26, 27, 35, 40 и 41.

Мы имеем возможность фиксировать отдельные моменты регрессии литоринового моря, определяя время образования контакта литориновых (вверху — опресненных) отложений с вышележащим торфом. Определяя возраст этого контакта, с одной стороны, и его абсолютную отметку — с другой, мы видим, что контакт тем моложе, чем ниже высота его залегания:

Т а б л и ц а 3

Пункты	Мощность	Зоны
26	6.5	IV + V (конец)
41	1.0	III (конец)
40	0.0	III/II + I (граница)

Только эти три пункта расположены за песчаными косами, не перегораживавшими наглухо вход в соответствующие заливы. Мы видим, что

в конце атлантического периода уровень литоринового моря имел отметку $+6.5$ м в п. 26, в конце суббореального периода (зона III) он опустился до $+1.0$ м в п. 40, а к началу субатлантического периода (зона II $\rightarrow$ I), более или менее, — до современного уровня моря. Ход регрессии литоринового моря представлял довольно плавный и непрерывный процесс.

Таким образом, послеледниковая солоноводная литориновая трансгрессия была последней в исследованном районе. Последовавшая затем регрессия, продолжавшаяся в течение конца атлантического, а в нижележащих пунктах и в суббореальном периоде, постепенно преобразовала литориновое море в современное Балтийское.

Подробный разбор морфологии береговой линии литоринового моря был уже дан в другой работе. В ней указывалось, что ниже литориновой береговой линии местами намечается один, местами два и более террасовых уступа. Но (сравнить также стр. 34—35) эти второстепенные уступы могли образоваться при непрерывной регрессии моря, или задержке в регрессии. Во всяком случае, они не дают сами по себе никаких оснований говорить о нескольких трансгрессиях моря.

Параллелизация со шведскими данными. Итак, литориновая трансгрессия в исследованном районе была только одна. Какой же стадии литоринового моря в Швеции отвечает она?

По Рамзаю, максимум 1-й литориновой трансгрессии имел место 6000 лет назад, 2-й — 4250 лет назад. Второй момент приходится уже на начало суббореального времени (зона III, см., напр., табл. I), которое у нас характеризуется опреснением литоринового моря и даже полной его регрессией в более высоколежащем пункте 26, где литориновый слой расположен на 60% максимума литориновой трансгрессии. Наша литориновая трансгрессия может быть сопоставлена лишь с 1-ю Рамзая.

Она соответствует литориновой трансгрессии на о-ве Готланде, максимум которой падает на середину атлантического времени (зоны V и IV), как и в исследованном районе (Мунте). Первая литориновая трансгрессия Томассона начинается в зоне V. Вторая — в самом конце зоны IV и в зоне III, когда у нас происходит регрессия. Следовательно, литориновая трансгрессия исследованного района ближе к 1-й литориновой трансгрессии Томассона. Море *Mastogloia* датируется Томассоном зоной VI. В это время у нас была суша даже в п. 40, где соответствующий слой торфа опущен на 2.6 м ниже уровня моря. Из трех трансгрессий литоринового моря, о которых с оговорками говорит Лундквист, первая падает на время до климатического оптимума, вторая совпадает с ним, третья („трансгрессия времени ящикообразных гробниц“) совпадает с зоной III. Поэтому, в исследованном районе литориновая трансгрессия ближе соответствует 2-й литориновой и единственной достоверной трансгрессии о-ва Эланда.

Из сделанного обзора достаточно ясно, насколько несогласованы в отношении количества, времени и амплитуды отдельных литориновых

и послелиториновых колебаний представления отдельных исследователей. Нет ничего удивительного в том, что наши выводы в этом отношении не представляют исключения.

Мы считаем, однако, необходимым отметить, что полученные в окрестностях Ленинграда данные имеют несомненное самодовлеющее значение, так как в настоящее время этот район по степени изученности несомненно занимает первое место из всех районов, примыкающих к Балтийскому побережью. При этом, В. С. Порецким и мной применена полностью комплексная методика изучения колебания уровня Балтики, которую с таким успехом разработали скандинавские исследователи.

Два объективные обстоятельства, однако, возможно являются причиной несогласий наших данных со шведскими: 1) район наших работ — вершина Финского залива — представляет один из наиболее опресненных углов Балтики. Весьма возможно поэтому, что те второстепенные волны соленых вод, которые отмечены шведскими авторами как отдельные литориновые трансгрессии, вообще не достигали окрестностей Ленинграда. В таком случае судить о колебаниях уровня моря можно только по морфологическим данным. Но в таком случае от нас неизбежно ускользают те береговые линии, которые оказались затопленными и перекрыты позднейшими. Так, например, по экстраполяции Хиппэ в окрестностях Ленинграда береговая линия L I перекрыта береговой линией L II; 2) окрестности Ленинграда, расположенные уже за пределами Балтийского щита, должны были испытывать индивидуализированные изостатические колебания, что вызывало и колебания уровня моря, несогласованные с теми же колебаниями в области Балтийского щита.

Все только-что изложенное делает излишним более детальное обоснование наших выводов о ходе литориновых трансгрессии и регрессии в исследованном районе. Мы считаем, однако, необходимым отметить, что большое число выделяемых в последнее время отдельными авторами литориновых трансгрессий является отчасти несомненно следствием как неясности самого объема понятия трансгрессии, так и переоценки значения целого ряда признаков, нередко приводимых в качестве доказательства трансгрессии несмотря на бездоказательность в этом отношении. При всей важности (и как это ни странно — новизне) вопроса, мы не считаем возможным подробнее останавливаться на нем, так как уже сделали это в специальной статье методологического характера, печатающейся в Труды I Всес. Геогр. съезда (12).

Вряд ли необходима оговорка, что в будущем возможно усложнение представления о литориновой и послелиториновой истории окрестностей Ленинграда, которая рисуется в настоящее время в таком простом виде. Поэтому и на „кривой вертикальных перемещений береговой линии“, помещенной в ранее опубликованной нами „таблице поздней и послелиториновой истории северо-западной части Ленинградской области“ (58), показана пунктиром 2-я литориновая „волна“ (см. „Приложение“).

На время регрессии литоринового моря приходится кратковременная ладожская трансгрессия. Ей посвящена печатающаяся здесь же статья В. С. Порецкого, Е. В. Шляпиной и моя (14), почему соответствующий материал в настоящей статье нами не рассматривается вовсе.

О возрасте торфяников Европейской части СССР. Исследование торфяников Европейской части СССР позволило установить синхронность отдельных разрезов торфяников с основными этапами послеледниковой истории северо-западной Европы. Последнему много способствовало наличие отлично выраженного пограничного горизонта и изучение пыльцы видового состава сфагнумов в наших торфяниках. Наиболее важными в этом отношении являются работы Д. А. Герасимова. Климат атлантического периода он характеризует так: „атлантический период, холодный и влажный, для Тверской губернии климат был сходен с современными условиями Ленинградской или даже южной части Кольского полуострова (3). Общеизвестно, что атлантическому периоду в Швеции и Эстонии приписывается климат влажный и теплый. К этому времени относится послеледниковый климатический оптимум и широкое развитие теплолюбивых широколиственных пород.

В своей последней работе Д. А. Герасимов отмечает, что граница между суббореальными и атлантическими слоями была им проведена слишком низко и таким образом „характеристика климата атлантического периода, данная в 1926 г., должна быть ограничена первой половиной этого времени, совпадающей с абсолютным максимумом березы (448). В основном, прежний свой вывод Д. А. Герасимов оставляет, однако, в силе: климатический оптимум относится им к суббореальному периоду. Границы более ранних периодов — атлантического, бореального и субарктического по отношению к шведским подразделениям значительно снижены. Горизонты торфяников, характеризующихся одинаковым пыльцевым спектром со шведскими и эстонскими, попадают в различные периоды, и обратно, горизонты с различным пыльцевым спектром оказываются в толковании Герасимова синхронными. И в последней своей работе Герасимов относит горизонты с атлантическим пыльцевым спектром (в шведском понимании) к суббореальному времени, а горизонты с бореальным и пребореальным спектром к атлантическому времени (3, стр. 22, 31, 32, 33, 37). Будь выводы Д. А. Герасимова верны, пришлось бы признать, что пыльцевому методу, как средству определения возраста отложений, нанесен тяжелый удар.

Естественно, что к такой синхронизации, вопреки пыльцевым данным, можно было прийти на основании каких-то других фактов, которым Д. А. Герасимов склонен приписывать первенствующее значение. Фундаментом для этих построений являются: 1) профиль торфяника Галицкий мох и 2) геологические данные (9).

В торфянике Галицкий мох выводы о возрасте основываются на пыльцевом спектре пограничного горизонта в определении различных

видов сфагнома в торфе (2): максимум широколиственных пород приходится на пограничный горизонт, куда помещается поэтому и климатический оптимум. Лежащий глубже горизонт, которому отвечает нижняя часть пыльцевой диаграммы, механически относится к атлантическому и бореальному периодам. Тем самым и климат „атлантического“ периода оказывается холодным, что подтверждается и видовым составом сфагнумов, слагающих торфяную залежь. Отличие этих данных от шведских в следующем: в Швеции (и Эстонии) максимум широколиственных пород приходится значительно ниже пограничного горизонта, а в диаграмме Галицкого моха пограничный горизонт и максимум широколиственных пород совпадают. Возраст других торфяников Герасимов определяет уже путем сравнения с „твердой стратиграфической шкалой“ — строением Галицкого моха.

Особенно важно отметить, что в торфяниках у ст. Мстинский мост (4, стр. 27), Змейском (4, стр. 28), Полистовском (4, фиг. 4, 5, стр. 31, 32), Ясенском (4, стр. 34) максимум широколиственных пород лежит ниже суббореально-субатлантического контакта, хотя Д. А. Герасимов и здесь относит этот максимум к суббореальному периоду.

Мы получаем два ряда как будто взаимно противоположных данных: 1) пыльцевые диаграммы отчетливо параллелизируются со шведскими и эстонскими. Отнесение горизонтов с одинаковым пыльцевым спектром к различным периодам в Швеции и у нас (как это делает Герасимов) поэтому мало правдоподобно. 2) Во многих (но не во всех) случаях максимум широколиственных пород совпадает с суббореально-субатлантическим контактом, как бы подтверждая датировку Д. А. Герасимова.

Таким образом, оперируя даже только этими данными, мы не имели бы оснований считать датировки Д. А. Герасимова доказанными, тем более, что это привело бы нас, как отметил П. В. Томсон (20, 97), к необъяснимой климатической картине холодного климата в нашем северо-западном районе одновременно с атлантическим климатическим оптимумом в Швеции.

Перейду к геологическим данным. Шуваловский торфяник лежит, как считает С. А. Яковлев, на анциловых песках. „Отсюда вывод, что отложение торфа Шуваловского болота могло начаться не ранее конца бореального или начало атлантического периода“. Мы, таким образом, имеем, говорит Герасимов, „неоспоримые доводы правильности нашей датировки“ (3, 31—32). По этому поводу я могу, во-первых, сослаться на возражения, сделанные Гамсом (39) и Томсоном.

Что же вносит в трактовку вопроса о климате атлантического периода в северной половине Европейской части СССР полученный мной материал? Пыльца древесных пород определялась непосредственно в самих отложениях различных стадий Балтики, что дало возможность точной параллелизации пыльцевых диаграмм с данными, полученными В. С. Порецким в результате обработки диатомовых (17). В диаграммах болот Лешего

и Хабаловского типично выраженный максимум широколиственных пород и ольхи, совпадающий с максимумом развития солоноводных диатомовых типично-литоринового облика. Такова же картина в двух диаграммах Сюрьевского болота, где в слое торфа над гиттией, в 2—4 м выше максимума широколиственных пород имеется хорошо выраженный суббореально-субатлантический контакт. Менее отчетливо (из-за бедности широколиственными породами) это соотношение характера диатомовых и пыльцы видно в скважине с Лахтинского болота, где оно хорошо прослеживается по отношению к ольхе. Максимумы широколиственных пород и ольхи в литориновых отложениях встречены также в разрезах у Федоровки, Извоза Куровиц, Куровицкого озера, болота Завиронский мох, оз. Судацкого, р. Сисы и Сестрорецкого болота. Кроме указанного соотношения с диатомовыми, можно отметить связь пыльцевых диаграмм с высотами береговой линии литоринового возраста, установленную определением пыльцы в песке, слагающем береговые валы литоринового моря (Куземкино, Куровицы, Косколово, Калище). Время отложения береговых валов литориновой трансгрессии (для Куземкино и Куровиц — время, близкое к максимуму этой трансгрессии) характеризуется пыльцевым спектром, типичным для времени максимума широколиственных пород. Под литориновыми отложениями, отделяясь от них слоем торфа, лежат анциловые и иольдиевые отложения. Последние характеризуются кульминацией кривой пыльцы березы (Сюрьевское болото, Хабаловское озеро, Лахтинское болото) — типичным атлантическим пыльцевым спектром, по Д. А. Герасимову. Очевидно, что термином „атлантический“, „бореальный“ и т. д. мы должны называть у нас лишь отложения, синхроничные с отложениями соответствующих периодов в Швеции. В шведском же понимании атлантический период синхроничен литориновой трансгрессии, бореальный — анциловой трансгрессии, максимум березы соответствует 2-й половине иольдиевого времени. Становясь же на точку зрения Д. А. Герасимова, мы должны были бы признать синхроничность „атлантического“ периода с анциловой и иольдиевой трансгрессиями. Д. А. Герасимов, несомненно, имел некоторые основания для своих выводов. Этим основанием мне представляется совпадение в ряде профилей торфяников максимума широколиственных пород и суббореально-субатлантического контакта, в то время как в Швеции и Эстонии первый лежит значительно ниже второго. Но исходя из вышеизложенного, нужно искать объяснения этого отличия в ином направлении. Решение этого вопроса — дело торфоведа. Не является ли указанное отличие следствием сильного разложения торфа в сухое суббореальное время? В условиях более континентальных, чем в Швеции и Эстонии, разложение могло захватить в некоторых случаях и ранее отложившийся атлантический (в истинном понимании) торф, который поэтому выпадает из профиля. Ведь наличие такого разложения, зафиксированного резким скачком в диаграмме, отмечает и сам Герасимов (3, 18, 30.)

Бореальные слои Д. А. Герасимова в действительности синхроничны субарктическому и частью арктическому, т. е. зонам X и XI Поста.

Зона X Поста соответствует времени трансгрессии озерно-ледникового Балтийского бассейна (оз. Gyrosigma) и в наших диаграммах выражена в виде выступа сосны и ели. Это и есть „бореальный“ максимум ели Д. А. Герасимова. Наконец, самой нижней, XI зоне нашего района (ранняя стадия озерноледникового бассейна, III арктический период), по-видимому, соответствует нижний выступ березы (под „бореальным“ выступом ели), встреченный Д. А. Герасимовым в торфянике Дымовщина близ г. Витебска и в торфянике Галицкий мох. Мы приходим к следующей датировке.

Таблица 4

Зоны Поста	Климатические периоды по Посту	Восточная часть Финского залива	Климатические периоды Герасимова
I }	Субатлантический	Балтийское море	Субатлантический
II }			
III }	Суббореальный	Литориновое море и его регрессия	Преимущественно суббореальный
IV }			
V }	Атлантический	Анциловое озеро	Позднеатлантический
VII }			
VIII }	Бореальный	Иольдиевое море, начальная стадия анцилового озера	Раннеатлантический
IX }			
X }	Начало послеледникового теплого времени	Трансгрессия озерно-ледникового бассейна GI IV	Бореальный
XI }			
XII }	Субарктический	Озерно-ледниковый бассейн GI III (ранняя стадия)	Субарктический

Словом, если бы мы приняли датировки Д. А. Герасимова за бесспорные и сопоставили их с нашими данными, мы пришли бы к противоречию: атлантический период совпадает с началом анцилового и концом иольдиевого времени, бореальный — со временем озерноледниковой трансгрессии.

Таким образом, остается лишь присоединиться к датировке Докторовского, Ануфриева, Нейштадта (1, 5, 15, 67) и признать возраст торфяников, исследованных Герасимовым, более древним, чем он его принимает сам.

Полученные мной пылецевые диаграммы отчетливо параллелизуются с пылецевыми диаграммами торфяников, приводимых как Герасимовым, так и М. И. Нейштадтом. Правда, дальность расстояния должна внушать при таких параллелизациях чувство осторожности.

Но все же трудно сомневаться в том, что в древних торфяниках, изученных Нейштадтом, можно наметить горизонты, синхроничные нашим разрезам. Так, в болоте Мшаровском нижний слой (9.5 м) с выступом березы и ивы должен скорее всего соответствовать зоне XI, вышележащий слой с выступом ели (9.0—7.5 м) — зоне X, уровень а—а границе X и IX зон и т. д. Те же характерные горизонты намечаются в сводной пыльцевой диаграмме Нейштадта, что легко установить, сличив ее со средней пыльцевой диаграммой моей сводной таблицы.

Относительная хронология поздне- и послеледниковой истории окрестностей Ленинграда может быть представлена в виде следующих стадий-зон, которые мы параллелизируем с зонами, выделяемыми Постом, Лундквистом и Томассоном:

- I + II. Субатлантический период. Уже к началу периода уровень Балтики опускается до современного уровня. История лесов разбивается на подстадии: с) верхняя — преобладание сосны (свыше 40%) и березы (до 30%). Пыльца ели около 5% и ольхи около 10%. В самом верху заметно возрастание пыльцы ольхи и березы; б) падение кривых сосны (резкое), березы, ольхи. Подъем кривой ели (свыше 30%), образующий абсолютный (главный) максимум ели; а) дальнейшее падение кривой сосны и падение кривой ели, которая в самом низу субатлантического периода опять начинает слабо подниматься. Во всем субатлантическом слое отдельные пыльцевые зерна широколиственных пород, ивы и очень редко — граба. Зоны I + II у нас отдельно не различимы.
- III. Суббореальный период. Регрессия сильно опресненного литоринового моря. Кратковременная ладожская трансгрессия. Сухой и теплый климат и образование (вверху) пограничного горизонта, характеризующегося подъемом кривых ольхи (свыше 20%) и березы и более частой встречаемостью пыльцы широколиственных пород (верхняя граница непрерывной кривой широколиственных пород). Ель падает. Ниже ель поднимается (2-й максимум — около 20%), ольха, широколиственные породы, иногда береза, падают, сосна на прежнем уровне.
- IV + V. Атлантический период. Максимум уровня и солености литоринового моря в середине периода. Климатический оптимум. Абсолютный максимум кривых широколиственных пород орешника (в среднем около 10%) и ольхи (25—30%). Кривая березы постепенно повышается, кривая сосны вначале слабо падает, потом слабо повышается. Кривая ели резко падает. Зоны IV + V у нас отдельно не различимы.
- VI. Переходный период — регрессия Балтики. Падают кривые ольхи, широколиственных пород, ели (нижняя граница непрерывной кривой „верхней“ ели). Сильно поднимается (до 50%) кривая березы.

VII+ VIII. Борéальный период. Анциловая трансгрессия (2-я половина) с максимумом, вероятно, в начале периода. Резкий подъем сосны — 50—80% (абсолютный максимум). Зоны VII+ VIII у нас отдельно не различимы. Подъем кривой сосны и резкое падение кривой березы. Нижняя граница непрерывной кривой широколиственных пород и орешника, дальнейшее уменьшение пыльцы ольхи (около 5%).

IX. Период „начала улучшения климата“. В конце периода начинается анциловая трансгрессия, в начале — иольдиевое море. Резкий подъем (свыше 60%) кривой березы (абсолютный максимум) при соответствующем падении кривой сосны, приходящиеся на верхи иольдиевых отложений. Отдельные пыльцевые зерна широколиственных пород и орешника. Начало непрерывной кривой ивы и (в самом низу) „нижней“ ели.

X. Субарктический период — озерно-ледниковая трансгрессия Gl IV. Подъем кривых сосны и ели (нижний максимум ели) и ольхи, падение кривой березы. Ольха на прежнем уровне.

XI. Арктический период — приледниковое озеро Gl III, локальные приледниковые и внутриледниковые озера окрестностей Ленинграда. Леночные отложения с арктической флорой „1-е иольдиевое море“ на Беломорско-Онежском водоразделе (?). Нерезкий подъем кривой березы и ивы и падение кривых сосны и ели. Ольха на прежнем уровне.

II. О ВЛИЯНИИ ЭВСТАТИЧЕСКОГО И ИЗОСТАТИЧЕСКОГО КОМПОНЕНТОВ НА КОЛЕБАНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА В ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ

Теоретические предпосылки. Колебания береговой линии Фенноскандии и других стран часто и в настоящее время приписываются колебаниям земной коры. Земная кора, опустившаяся под давлением ледникового покрова, по мере стаивания последнего стремится принять прежнее положение. Поднятие господствует в центральной части Фенноскандии и по настоящее время. Естественно было бы предположить, что весь отрезок времени в конце последнего оледенения должен был бы характеризоваться непрерывной регрессией моря. В действительности наблюдается иное. Более периферическая зона Фенноскандии в поздне- и послеледниковое время испытывает периоды многократных трансгрессий, перемежающиеся с периодами регрессий. Большинство исследователей и в настоящее время объясняют эту смену колебанием земной коры, то опускавшейся, то вновь поднимавшейся. Из новейших работ такое толкование мы находим у Мунте, Лундквиста, Антевса, де-Геера, Рудеберга (Rudeberg), Клеве-Эйлер (62, 57, 25). Но, как указывалось многократно со времени Тайлора (Taylor), — колебания уровня океанической поверхности также имели место в течение всего четвертичного периода. Количество воды, а следовательно и уровень мирового океана изменялись смотря по тому, шли ли накопление льда и фиксация огромных масс

воды в твердом виде на континентах, или же таяние льдов и восполнение образовавшегося водного дефицита океана.

Эта точка зрения разработана в последние годы преимущественно Нансеном (F. Nansen, 66), Дэли (R. Daly, 34, 35, 36), Пэнком (A. Penck, 68), Рамзаем, Саурамо и Таннером (88), ранее — Дригальским (E. v. Drygalsky, 38). Работы Саурамо и Таннера имеют для нас не только общий, но и специальный интерес, будучи посвящены Фенноскандии.

Согласно Рамзаю, колебания береговой линии представляют результат комбинации изостатических колебаний земной коры и эвстатических — уровня океана. Фенноскандия в течение всего поздне- и послеледникового времени непрерывно испытывала изостатическое поднятие. Точно так же, за небольшим исключением, уровень океана непрерывно поднимался. Периоды трансгрессий являлись периодами более быстрого поднятия океана по сравнению с земной корой (преобладание эвстатического компонента); периоды регрессий — более быстрого изостатического поднятия по сравнению с эвстатическим (преобладание изостатического компонента). Таким образом, соотношение изостатического и эвстатического поднятия менялось во времени. Но и в пространстве в различных частях Фенноскандии это соотношение было различным. В более центральных частях, где ледниковая нагрузка, а следовательно — изостатическое опускание земной коры во время оледенения были больше, поздне- и послеледниковое компенсационное изостатическое поднятие достигло большей величины и на единицу времени происходило быстрее, чем в периферической зоне Финноскандии, к которой принадлежат и окрестности Ленинграда. Эвстатическое поднятие уровня океана всюду имело одну и ту же амплитуду и происходило одновременно. Комбинация обоих движений, естественно, должна была привести к определенному результату: в более центральных частях Фенноскандии, как, например: на побережье Ботнического залива изостатическое поднятие обгоняло эвстатическое на протяжении всей поздне- и послеледниковой эпох. Береговая линия находилась в состоянии непрерывной регрессии, шедшей, временами, более быстрым, временами — замедленным темпом.

По мере движения от центра к периферии области изостатического поднятия, эвстатическое поднятие, в моменты замедленного изостатического, начинает обгонять последнее. Эти моменты характеризуются трансгрессивным движением береговой линии. Амплитуда и число трансгрессий, рассуждая теоретически, должны возрастать по мере ослабления изостатического поднятия. Периферическая зона Фенноскандии и, в частности, Финский залив должны поэтому характеризоваться периодами перемежающихся трансгрессий и регрессий Балтики. Таким образом, чисто теоретически нужно допускать явление эвстатического движения уровня океана; более того, надо рассчитывать на большое участие эвстатического движения в явлениях трансгрессий, именно в исследованном районе, расположенном в зоне слабого изостатического поднятия.

Дополнительное теоретическое допущение, которое, как отмечает Рамзай, нужно иметь в виду, сводится к следующему. Поднятие в любой зоне Фенноскандии, расположенной в одинаковых изостатических условиях, могло происходить для отдельных участков, все же, до некоторой степени индивидуально. Так, в периферической зоне можно допустить неполное совпадение во времени моментов ускоренного или замедленного поднятия и неодинаковую величину поднятия в единицу времени для любого синхроничного момента в двух районах, лежащих даже в наиболее близких условиях изостатического поднятия. Тем самым, теоретически вполне мыслима неодновременность моментов кульминации отдельных трансгрессий или регрессий и неодинаковость амплитуд синхроничных трансгрессий и регрессий. Колебания уровня Балтики в любой ее части могли протекать в некоторых границах, индивидуально из чего именно и вытекает необходимость тщательного изучения геологической истории данного конкретного района с последующим выяснением как ее общих, так и чисто местных особенностей.

Для любой точки побережья, при объяснении последовательного перемещения береговой линии, недостаточно учитывать только два компонента — эвстатический и изостатический. Необходимо предусматривать и возможность молодых орогенических движений, что особенно подчеркивает Таннер. Вопрос еще более усложняется, когда речь идет о побережье внутреннего Балтийского моря, временами совершенно отделившегося от океана. В фазы обособленного существования Балтийской впадины эвстатическое поднятие уровня океана не оказывало прямого влияния на передвижение береговой линии Балтийского побережья. Высота береговой линии определялась высотой порога стока, располагавшегося временами в средней Швеции, временами — на месте датских проливов.

Наконец, в еще более ранние моменты существовали локальные ледниковые озера, и береговая линия колебалась только в зависимости от местных условий рельефа и колебаний коры, определявших и размеры бассейна и высоту порога стока. Такие условия существовали в исследованном районе сразу после стаивания ледника. Они характерны не столько для Фенноскандии, сколько для части Прибалтики, лежащей к югу от Балтийского моря и имеющей скат к северу (к леднику). Это обстоятельство, а также наличие здесь древних доледниковых котловин, привело к образованию местных, иногда обширных озер, с нередко сложной историей.

За время озерно-ледниковых и анциловой стадий Балтика представляла замкнутый бассейн с поверхностью, высоко приподнятой над поверхностью океана. Уровень ее целиком определялся уровнем порога стока, и в любой части бассейна неизменно лежал на одной абсолютной высоте с последним, причем берега озера, лежавшие севернее порога стока, испытывали, как правило, более быстрое, а лежавшие южнее — более медленное изостатическое поднятие, чем сам порог стока. Поэтому в северной части бассейна имела место регрессия, в южной — трансгрессия. Балтика подхо-

дила под один из 3 типов озер, намеченных еще де-Геером (63), у которых сток расположен между быстрее и медленнее поднимающимися участками берега.

Закономерности явлений трансгрессии и регрессии в озерах этого типа изучались в Финляндии особенно Айлио, Толваненом (V. Tolvanen, 93), Хеллакоски (A. Hellakoski, 57), Ауером (V. Auer, 29), Ауером и Саурамо (82), Саурамо (30) и у нас — Г. Ю. Верещагиным, который дает наиболее законченную формулировку интересующей нас закономерности: „При решении вопроса о положении уровня озера в общей форме в случае положения стока в одной из точек, промежуточных между точкой наибольшего и наименьшего поднятия, нам следует ввести понятие о так называемой „оси равновесия вод озера“. Так будем мы называть ту линию, которая соединяет порог стока с той частью противоположного берега озера, где не наблюдается ни положительного, ни отрицательного движения береговой линии. Направление оси равновесия будет совпадать с направлением изобаз местности, и ось эта является как бы местной нулевой изобазой, с одной стороны которой расположатся изобазы поднятия, а с другой — изобазы опускания местности, конечно лишь относительного, выражающего неравномерность абсолютного поднятия“ (2).

Способ построения кривых. Для более детального выяснения относительной роли эвстатических и изостатических колебаний необходим и точный цифровой материал. В прилагаемой сводной таблице я делаю попытку графического изображения эффекта эвстатического и изостатического поднятия в исследованном районе. График построен на прямоугольных координатах, причем по горизонтальной оси отложено в абсолютных цифрах время, по вертикальной оси — величина равнодействующей изостатического и эвстатического поднятия в метрах. Следовательно, необходимы абсолютные хронологические даты (этому вопросу посвящены предшествующие страницы). Предварительное условие, получение относительных хронологических дат, — синхронизация отложений нашего района со шведскими и через посредство такой синхронизации датировка наших отложений по шведской хронологической шкале. Лишь после проделанной таким образом работы мы получаем необходимые точки, которые откладываем по горизонтальной оси диаграммы (фиг. 1).

Материал для получения эвстатического поднятия уровня океана в отдельные моменты основывается на математическом расчете общего объема льдов на всей земной поверхности в данный момент оледенения. При этом предполагают, что определенный объем льда при таянии дает $\frac{9}{10}$ этого же объема воды, а вычисленный объем воды, разделенный на площадь мирового океана, дает величину эвстатического повышения его уровня. Такие расчеты производились в последние годы А. Пенком, Ф. Нансеном, Р. Дели, В. Рамзаем и др.

Полученные цифры сильно расходятся. Кроме того, вычисления касаются лишь самых основных этапов ледникового периода. Мы почти

ничего или совсем ничего не знаем о величине эвстатического поднятия уровня океана для отдельных дробных моментов позднего и послеледникового периода. Точные вычисления сейчас вообще невозможны, поскольку для производства их необходимо вначале определить общий объем льдов на земной поверхности в начале иольдиевого, конце иольдиевого времени, конце анцилового времени и т. д. Но отсюда вытекает необходимость точнейшей синхронизации этих коротких этапов позднечетвертичной истории на всей земной поверхности, что совершенно невозможно. Я остановился уже (стр. 11) на единственном методе дальних коннексий де-Геера, сулящем в этом смысле, по мнению некоторых, известные, однако, по отзыву большинства совершенно несостоятельные, надежды. Не имело бы, конечно, никакого смысла производить для наших специальных целей пересчет и попытки уточнения величины эвстатического повышения уровня океана. Приходится пользоваться имеющимся, но по указанным причинам, совершенно недостаточным цифровым материалом. Величину изостатического, как и эвстатического поднятия мы не можем определить простым наблюдением древних береговых линий, которые образовались в результате комбинированного воздействия этих компонентов и орогенических движений, которые пока оставим без рассмотрения. Зная высоту береговой линии определенного возраста и величину эвстатического поднятия уровня океана за определенный отрезок времени, можно вычислить величину изостатического поднятия земной коры по следующему простому уравнению:

$$e = h + d,$$

где e — означает величину изостатического, d — эвстатического компонента, а h — величину поднятия (опускания) береговой линии. Все три величины относятся к определенному отрезку времени. Соотношения эвстатического и изостатического компонентов выступают отчетливее, если приведенное уравнение переписать в таком виде:

$$h = e - d$$

Если h — величина положительная, т. е. $e > d$, земная кора за данный отрезок времени поднялась, — водный бассейн регрессирует. Обратная картина в случае превышения эвстатического поднятия над изостатическим. Итак, чтобы вычислить изостатический компонент, надо, помимо величины эвстатического компонента, знать еще амплитуду колебаний береговой линии в течение данного периода времени. В нашем районе эта задача распадается на две части: 1) береговые линии более ранних — озерно-ледниковых (Gl III и Gl IV) и более поздней — литориновой стадий выражены в рельефе исследованного района. Можно поэтому непосредственно определить для данного пункта величину понижения уровня от максимума субарктической озерно-ледниковой трансгрессии до максимума литориновой трансгрессии. Для удобства таких определений я про-

делал построение, предложенное Рамзаем под названием профиля-диаграммы (фиг. 1). На вертикальную плоскость, рассекающую район перпендикулярно изобразим (т. е. в направлении к центру поднятия), спроектированы все точно определенные отметки древних береговых линий, а также все основные разрезы поздне- и послеледниковых отложений. По горизонтальной оси отложены километры — от условного нуля, по вертикальной — абсолютные высоты в метрах. Лишь для двух систем отметок — L и Gl IV я счел возможным провести сплошные линии, представляющие разрез соответствующих изобазовых поверхностей. Но, чтобы определить величину всех последовательных колебаний, не хватает, сверх указанной, еще двух категорий данных: 1) высота береговых линий иольдиевого моря и анцилового озера, затопленных и размытых водами литоринового моря, неизвестна и 2) данные о глубине регрессий отдельных водных бассейнов отсутствуют. Ни в том, ни в другом отношении нам не поможет изучение рельефа. Высоту затопленных береговых линий можно определить, с одной стороны, на основании высоты залегания соответствующих отложений и, с другой, — путем экстраполяции в исследованный район соответствующих изобазовых поверхностей из области, где они приподняты над литориновой, а отвечающие им береговые линии выражены в рельефе. Глубину регрессий мы определяем пользуясь наименьшими отметками соответствующих наземных отложений — торфа, разделяющего горизонты водных отложений. Полученные цифры дают лишь минимальную глубину регрессий.

Перечисленными способами и основываясь на всем фактическом материале, изложенном в первом выпуске предшествовавшей работы (17), получаем возможность определения величины последовательных вертикальных перемещений береговой линии. Тем самым, зная эвстатическое поднятие, простым вычислением определяем величины изостатического поднятия e . Но изобазы указывают на неравномерное изостатическое поднятие различных частей

исследованного района. Численное выражение величин e и h для различных точек будет различным. Для прослеживания эвстатического и изоста-



- Gl III Невское Ледниковое озеро Neva Glazialsee
 Gl IV Субарктик. поздне-ледник. трансгр. Subarkt. Glazialsee Transgr.
 Y Иольдиевая регрессия Yoldia Regression
 A Анциловая трансгрессия Ancylus Transgression
 L Литориновая трансгрессия Littorina Transgression
 R Литориновая регрессия Littorina Regression

Фиг. 1.

Кривая вертикальных перемещений береговой линии. Kurve der vertikalen Versetzung der Küstenlinie.

тического поднятия нужно взять какую-либо одну конкретную точку. Такой точкой выбран п. 40 на Лахтинском болоте. Мной при этом руководили следующие соображения: а) разрез п. 40 захватывает наиболее длинный отрезок времени из всех исследованных пунктов, б) п. 40 расположен в условиях среднего для района изостатического поднятия, на 8-метровой литориновой изобазе, при наибольшей 15-метровой, с) п. 40 лежит на абсолютной высоте всего 1 м. Тем больше оснований предполагать, что сюда заходили бассейны даже самого невысокого уровня, что трудно утверждать по отношению к ряду других пунктов, лежащих на абс. выс. в 6—8 м. Но и п. 40 дает неполную запись поздней и послеледниковой истории, а примерно лишь $\frac{4}{5}$ ее, если взять масштаб времени — от иольдиевого периода и позднее. Чтобы получить полный разрез, необходимо экстраполировать в п. 40 из других пунктов данные о более ранней истории и некоторые дополнительные данные, относящиеся к отрезку времени, хотя и захваченному в п. 40, но не нашедшему в нем выражения.

Кривая вертикальных перемещений нулевой точки. Эта кривая показывает, как последовательно изменялась в п. 40 абсолютная высота береговой линии. Условно принимается, что уровень моря все время оставался неизменным и равным современному уровню. Если возьмем уже приводившуюся формулу

$$h = e - d,^1$$

где h — величина вертикального перемещения древней береговой линии, e — величина изостатического и d — эвстатического компонента, то, производя построение этой кривой, допускаем, что $d=0$ и, следовательно, что

$$h = e.$$

Иначе говоря, вертикальное перемещение береговой линии равно величине изостатического перемещения земной коры, и колебания береговой линии зависели лишь от этой одной единственной причины. Впрочем, совершенно тот же вид будет иметь кривая, если принять, что $e=0$; тогда

$$h = -d,$$

т. е. колебания береговой линии зависят только от эвстатического колебания уровня океана, причем отрицательный знак выражает, что относительное повышение береговой линии вызывается эвстатическим понижением уровня океана и наоборот.

Словом, кривая вертикальных перемещений нулевой точки дает наглядное представление о всех последовательных положениях, которые занимала над уровнем моря точка, лежащая теперь на нуле, о числе, последовательности и амплитудах трансгрессий и регрессий. Кривая давала бы верное толкование этих перемещений лишь в случае, если бы они за-

¹ Т. е. оставим пока без внимания возможность орогенических движений.

висели исключительно от изостатического или эвстатического компонента. Но так как перемещения береговой линии зависели от обоих компонентов, приводимая кривая, выигрывая в наглядности, не дает представления о причинах перемещения береговой линии.

Такие кривые мы встречаем в работах авторов, отождествляющих колебания земной коры с колебаниями береговой линии: мы находим их в работах Мунте, Лундквиста и др. Как увидим ниже, мы вынуждены прибегать к этому несовершенному построению, не имея в большинстве случаев возможности численно определить величину эвстатического и изостатического компонентов в отдельности.

Балтийское ледниковое озеро. Стадия Gl III. Историю озерно-ледниковых бассейнов в связи с вопросом об эвстатическом и изостатическом компоненте можно разбить на четыре раздела:

1. Локальные озера различных типов. Уровень определяется отметкой локального порога стока, например для Невского озера — отметкой протока у с. Копорье и т. д. Вследствие интенсивной эрозии порога стока (большая масса талых ледниковых вод) и освобождения новых порогов стока с более низкими уровнями по мере отступления ледника, для таких озер характерно состояние регрессии, хотя не исключена и возможность трансгрессии (Лужское ледниковое озеро). Те и другие, вследствие малых размеров и малой продолжительности жизни озер, лишь в редких случаях могли иметь причиной неравномерность изостатического поднятия противоположных берегов озер. Это справедливо, в частности, и по отношению к локальным озерам исследованного района. Уровень локальных озер, совершенно обособленных от океана, разумеется, менялся вне всякой зависимости от эвстатического изменения уровня океана и быстроты отступления края ледника, в связи с чем менялся объем поступавших в единицу времени талых вод и емкость бассейна. Уровень озер все равно не мог подняться выше отметки порога стока, превышая последний лишь несколькими метрами, выражающими глубину протока в месте стока.

В исследованном районе серия локальных озер существовала с момента оставления ледником района Невских порогов в течение точно не определимого периода в несколько сот лет (Невское озеро, Невское + Лужское озеро). Неизвестна продолжительность существования и более ранних локальных озер (стадии Gl I и Gl II).

Серия этих озер характеризует момент до освобождения краем ледника нынешних датских проливов. С этого момента удобно говорить о начале Балтийского ледникового озера в отличие от более ранней стадии локальных озер (см. Рамзай, которой также выделяет лишь более поздние стадии под названием балтийских). Только теперь южная часть Балтики, представляя единое озеро, отделяется от океана только одним и общим порогом стока.

В исследованном районе этой стадии отвечает изобазовая поверхность Gl III, положение которой вполне точно определить нельзя. В п. 40

высота ее около 38 м. Уровень не находился в прямой связи с уровнем океана и лежал на одной горизонтальной поверхности с порогом стока в датских проливах, через которые избыток вод Балтийского ледникового озера стекал в океан.

В п. 30 в конце стадии Gl III уровень упал ниже 18 м абс. выс., что (с поправкой на наклон изобазовой поверхности минимум в 5 м) соответствовало бы в п. 40 регрессии до абс. выс. ниже 23 м.

Таким образом, амплитуда регрессии озера Gl III: $38 - 23 \pm = 15$ м —.

Причин указанной регрессии можно теоретически предположить три: 1) эрозия порога стока в датских проливах и 2) отставание в поднятии пункта порога стока по сравнению с п. 40. Первая причина, несомненно, имела место, но какова была ее относительная роль — неизвестно; Мунте определяет эрозию порога стока в 3 м в анциловое время, Саурамо — в 12 м для эрозии в начале анцилового времени (в течение всего 450 лет) протока в средней Швеции у Дагерфорса. Сравнительный цифровой материал скуден и противоречив, а потому нет возможности судить, была ли вызвана указанная регрессия только эрозией порога стока, или также превышением изостатического поднятия исследованной местности над поднятием порога стока.

3) Третья из возможных причин регрессии озер стадии Gl III и наиболее вероятная — прорыв в океан высоко приподнятого Балтийского ледникового озера через понижение в средней Швеции к югу от горы Биллинген, к этому моменту освобожденное краем ледника.

Согласно Мунте, спуск 1-го Балтийского ледникового озера (= Gl III) в океан имел амплитуду в 50 м (ранее Мунте давал цифру в 55 м); вслед за тем 1-е Балтийское ледниковое озеро, соединяясь с океаном, образует 1-е иольдиевое море. Следы последнего у нас достоверно пока не найдены. Если прорыв действительно имел место, он должен был вызвать повсеместное и одинаковое по амплитуде понижение уровня Балтийского ледникового озера. Во всяком случае это не единственная причина регрессии озера Gl III в нашем районе, так как последняя несомненно, хотя бы в начале, протекала медленно, а не катастрофически. Об этом можно судить по отмечавшемуся постепенному переходу ленточных отложений в вышележащие пески (B I).

Так же мало данных об уровне океана во время существования Балтийского ледникового озера Gl III. Цифры — 80 Саурамо и — 60 Рамзая для иольдиевого времени представляют лишь некоторый сравнительный интерес. Судя по диаграмме последнего, уровень океана за время существования „Балтийского ледникового озера“ (название, сейчас звучащее уже слишком неопределенно) от 13 500 до 10 500 лет назад — поднялся с 110 м до 60 м. Эта оценка, вероятно, слишком высока. На нее должна была повлиять принятая первоначально Рамзаем исключительно высокая оценка эвстатического понижения уровня океана во время максимума четвертичного оледенения в 300 м. Последнюю цифру, в посмерт-

ной своей работе, Рамзай снижает до 183 м (76), тем самым хотя частично приближаясь к оценкам других авторов (см. у Дэли, 1925).

Для озера GIII нам известна минимальная глубина его регрессии. Но неизвестно повышение уровня океана. Поэтому нет возможности определить величину и второго — изостатического компонента (см. формулу, стр. 50).

Стадия GIV, субарктическая озерно-ледниковая трансгрессия = озеру Gyrosigma Томассона. Согласно поправкам Мунте к хронологической шкале де-Геера и Саурамо, эта стадия длится 400 лет, от 11 300 до 10 900 года назад. Ход перемещения береговой линии озера рисуется в следующем виде: пролив, существовавший во время 1-го иольдиевого моря (у нас не найденного), запирается новой надвижкой ледникового края. Образуется замкнутое плотинное ледниковое озеро. Сток перемещается в датские проливы, озеро трансгрессирует, как в районе Кальмарского пролива, так и в исследованном районе. В п. 30 трансгрессия достигла отметки 26 м, что для п. 40 должно дать 31 м. Амплитуда трансгрессии, следовательно, $31 - 23 = 8$ м. Вслед за тем следует регрессия с рекордной в нашем районе амплитудой — в п. 40 от 31 до 2 м, т. е. в 33 м (см. ниже). Падение происходит до уровня иольдиевого моря — 2-го иольдиевого моря Мунте, моря Echeneis Томассона.

Теоретически могут быть два объяснения трансгрессии GIV: 1) изостатическое поднятие в п. 40 отстало от поднятия порога стока в датских проливах на величину > 8 м; это объяснение не имеет никаких специальных оснований; оно пока излишне, так как существует другая и совершенно безусловная причина трансгрессии: 2) при падении уровня 1-го Балтийского ледникового озера (GIII) до уровня океана (1-го иольдиевого моря) на 50 м, уровень Балтики (1-го иольдиевого моря) на столько же упал ниже отметки первоначального порога стока в датских проливах.

По закрытии пролива у г. Биллинген и образовании замкнутого озера Gyrosigma (GIV) уровень последнего неизбежно и быстро должен был подняться, пока вновь не достиг порога стока в датских проливах. Таким образом, началась трансгрессия, амплитуда которой в п. 40 > 8 м и зависела от: 1) превышения порога стока над уровнем озера Gyrosigma в момент его образования; это превышение в начале 1-го иольдиевого времени равнялось по Мунте 50 м; к концу его (началу озера Gyrosigma) оно должно было уменьшиться на величину эвстатического подъема уровня океана за 300 лет существования 1-го иольдиевого моря, — величина неизвестная; 2) изостатического поднятия порога стока за время от начала до максимума трансгрессии озера Gyrosigma; 3) изостатического поднятия п. 40 за тот же отрезок времени — величины неизвестные.

Величины изостатического и эвстатического поднятия зависят каждая от двух неизвестных величин, а потому из приведенных уравнений вычислены быть не могут.

Недостаточность цифрового материала для определения различных компонентов перемещения уровня стадии оз. Gyrosirna понятна. Эта стадия отмечена определенно только в 1927 г. Томассоном и в 1928 г. Мунте.

Положение береговой линии анцилового озера. Определение величины перемещения береговой линии иольдиевого моря и анцилового озера в п. 40 осложняется потому, что ни та ни другая не выражены в рельефе, так как лежат ниже литориновой, и водами последней были размыты. Легче установить положение анциловой береговой линии в п. 40. На профиле-диаграмме показано приблизительное положение разреза литориновой изобазовой поверхности. Градиент ее оказывается равным 14,3 см на 1 км. Рамзай, судя по приведенной диаграмме (71), дает величину в 12 см на 1 км. На точности нашей цифры я отнюдь не настаиваю, по причинам, изложенным в другой статье (12). Согласно Рамзаю анциловая и литориновая изобазовая поверхности пересекаются на абс. выс. в 6 м. Выше этих отметок они выражены обособленно; ниже анциловая береговая линия в рельефе незаметна. На берегу Перновского залива в Эстонии Рамзай отмечает анциловую береговую линию, появляющуюся уже на высоте 9 м; у с. Тостема она видна на 17 м и отдельно от нее — литориновая — на 12 м абс. выс. (75). Ту же картину естественно ожидать встретить и в исследованном мной районе. Однако не только выше 6 м, но даже и близ 15-метровой изобазы обособленная анциловая береговая линия не видна. При этом необходимо подчеркнуть, что литориновая береговая линия выражена близ этой, как и других изобаз, на больших протяжениях в виде аккумулятивных береговых валов, а не только террасовых уступов, бровки которых нередко достигают отметок 25—30 м. Поэтому, отсутствие следов обособленной анциловой береговой линии нельзя объяснить последующим ее размывом литориновыми водами. Можно лишь предположить, что в исследованном районе анциловая изобазовая поверхность пересекает литориновую на высоте не в 6 м, а не ниже 15 м. Таким образом, анциловые отметки в исследованном районе ниже, чем это можно было предполагать следуя Рамзаю, что можно объяснить лишь меньшей амплитудой поднятия исследованного района, чем прилегающей части Эстонии, или орогеническими движениями в долиториновое время за время от максимума анциловой до максимума литориновой трансгрессии. Теоретически, возможность неравномерного изостатического поднятия (само собой очевидного) допускал и Рамзай, а изобазы анциловой трансгрессии, проведенные им в Эстонии, не вполне прямолинейны. Обе изобазовые поверхности и исследованном районе пересекаются не ниже, чем на 15-метровой литориновой изобазе. Наклон изобазовой поверхности анцилового озера в прилегающей части Эстонии, судя по профилю-диаграмме, построенной Рамзаем, 22 см на километр. Саурамо приводит для финляндской Карелии 45 см на километр, но эта цифра для нашего района ни в коем случае не может быть признана

характерной. Остановимся на оценке Рамзая; примем пересечения изобазовых поверхностей на абс. выс. в 15 м. Анциловая изобазовая поверхность опускается под литориновую на каждый километр на $22-14=8$ см. Пункт 40 лежит в 47 км от 15-метровой литориновой изобазы, считая в направлении наклона изобазовых поверхностей. В этом пункте анциловая береговая линия должна лежать ниже литориновой на $8 \times 47 = 3.76$ м, т. е. на абс. выс. в $8 - 3.8 = 4.3$ м, округляя, получаем 4.5 м. Если же принять пересечение изобазовых поверхностей, как считает Рамзай, на высоте 6 м, мы должны были бы встретить в п. 40 анциловую береговую линию на 1.0 м над литориновой. Наконец, в случае, если указанное пересечение имеет место не на 15 м, а на еще более высокой литориновой изобазе, анциловая береговая линия лежит в п. 40 на некоторую величину ниже 4.5 м. Если все же остановиться на первоначально выбранной оценке и провести по полученным данным на профиле-диаграмме профиль анциловой изобазовой поверхности, он всюду пройдет выше отметок залегания анциловых отложений: в п. 6 на абс. выс. 6.5 м, в п. 26—8 м и т. д.

Первоначально анциловое озеро трансгрессирует, в пп. 12, 15, 41, 40 анциловыя отложения лежат на иольдиевых отложениях прибрежного характера, в п. 12—даже на древесном торфе иольдиевого возраста. Для определения амплитуды анциловой трансгрессии в п. 40 необходимо прежде определить положение в нем береговой линии иольдиевого времени. Но последняя была двукратно перекрыта водами в начале анциловой, потом литориновой трансгрессии и, естественно, размыта. Вряд ли и первоначально она была отчетливо выражена.

Положение иольдиевой береговой линии. Иольдиевое время характеризуется кульминацией глубокой регрессии Балтики между двумя трансгрессиями в исследованном районе.

По указанной причине определение положения иольдиевой береговой линии у нас связано с еще большими трудностями, чем анциловой. В п. 12 на абс. выс. 2.7 м в иольдиевое время (зона IX) отлагался древесный торф. В п. 15 на абс. выс. 1.6 м. иольдиевое море заходило, точно так же, как в п. 40, где слой иольдиевых отложений лежит на высоте 6.5 м. Все эти пункты лежат на различной изобазовой высоте. Наклон иольдиевой изобазовой поверхности в нашем районе непосредственным наблюдением определить нельзя. Он, по всей вероятности, больше, чем для анциловой, так как первая поверхность древнее, и неравномерное поднятие в различных ее частях должно было сказаться сильнее. Если принять оценки Хиппэ и исходить из отметки иольдиевой береговой линии в п. 12 максимум в 2.5 м, то с поправкой на неравномерное иольдиевое поднятие (так наз. неодинаковую изобазовую высоту) нужно принять абс. отметку иольдиевой береговой линии в п. 15 не более, чем $1.2 + 1.5 = 4.0$ м, а в п. 40 не более, чем $2.5 - 3.0$ м. = -0.5 м.

Принимая во внимание абс. отметку залегания соответствующих слоев в пп. 15 и 16, получим, что иольдиевое море в п. 15 достигало

глубины в $4.0 - 1.6 = 2.4$ м (круглым счетом 2.5 м), а в п. 40 $0.5 - 6.5 = 6.0$ м.

Иольдиевое море было глубже в п. 40, чем в п. 15. Подтверждение этому находим в факте заметного развития солоноводных диатомовых в иольдиевых отложениях в первом из них, в то время, как во втором пункте одновременно развиваются и пресноводные и солоноводные формы.

Построенный, согласно приведенным вычислениям, профиль иольдиевой изобазовой поверхности на профиле-диаграмме пересек бы п. 12 на высоте торфа иольдиевого возраста. Но наклон его был бы равным анциловому, а в действительности он вероятно больше. Абсолютная отметка профиля и глубина моря, поэтому, в п. 15 должны быть несколько больше, а в п. 40 — меньше ранее принятой. Это уменьшение контраста не должно быть, однако, настолько велико, чтобы ранее полученная разница глубин обоих пунктов в 3.5 м (6.0 и 2.5 м.) полностью сгладилась. Если последнее условие все же будет достигнуто, наклон иольдиевой изобазовой поверхности окажется равны 37 см на километр. Между этой величиной и анциловым градиентом в 22 см/км должна лежать истинная величина наклона иольдиевой изобазовой поверхности.

Кроме того, следует допустить, что профиль иольдиевой изобазовой поверхности, независимо от его наклона, должен быть равномерно понижен на некоторую величину, так как в п. 12 его отметка в действительности не 2.7 м, а 2.7 м — х. Впрочем, это понижение следует признать очень ограниченным, не превосходящим величину около 2.5 м, так как в противном случае воды иольдиевого моря не заходили бы в п. 15. Обе поправки для п. 40 имеют одинаковый знак, — нужно признать, что иольдиевая береговая линия имела в нем отметку не в -0.5 м, а менее. Примем цифру в -2.0 м. Вряд ли нужно оговаривать, что приведенные вычисления могут страдать погрешностями, так как иольдиевые отложения во всем исследованном районе известны лишь в 3 пунктах.

Амплитуда регрессии от максимума трансгрессии озера Gyrosigma равна $31 + 2 = 33$ м. Эта регрессия была вызвана вторичным (?) спуском в океан вод замкнутого и приподнятого над океаном ледникового озера. Спуск, по Мунте, произошел у северного склона г. Биллинген. Регрессия имела катастрофический характер и по амплитуде — в исследованном районе — превосходит все остальные. Полученная цифра в 133 м несколько выше, чем приводимая Мунте, де-Геером и Саурамо. Это можно объяснить или неточностью вычисления, или же, что в эту цифру в п. 40 входит в виде дополнительной величины в несколько метров регрессия (постепенная) иольдиевого моря, вследствие преобладания изостатического компонента над эвстатическим, уже после катастрофического спуска, или, наконец, — локальными вертикальными движениями литосферы.

Иольдиевое время в п. 40 — момент кульминации глубокой регрессии, вслед за которой начинается анциловая трансгрессия.

Анциловая трансгрессия и регрессия. Итак, береговая линия иольдиевого моря в п. 40 имеет отметку в -2.0 м. Анциловая береговая линия в п. 40 лежит на абс. высоте 4.6 м. Амплитуда анциловой трансгрессии оказывается равной 6.5 м.

Величина вертикального перемещения береговой линии, обозначавшаяся в приведенной ранее формуле (стр. 50) как h , определена. Остается определить две другие: величины эвстатического и изостатического компонентов. Величина эвстатического поднятия уровня океана на протяжении анцилового времени оценивается различными авторами следующим образом: согласно Саурамо, уровень океана поднимается за время от начала до максимума анциловой трансгрессии (отрезок времени в 450 лет) на $18-20$ м. Рамзай, судя по приведенной им диаграмме, определяет эвстатическое поднятие в 30 м, причем эти 30 м равномерно раскладываются на все анциловое время от 9774 до 7500 лет назад, т. е. на промежуток времени в 2274 года, а так как, согласно Рамзаю, уровень океана к концу анцилового — началу литоринового времени лежал на 20 м ниже, чем сейчас, получаем, что к началу анцилового времени уровень океана был на 50 м ниже современного. Нужно отметить, что Рамзай не обосновывает принимаемой им оценки и что никакого материала для критической ее проверки в литературе мы не находим. Остановимся на ней как на единственной пока предложенной; цифра, приведенная Саурамо, относится лишь к первой половине анцилового периода.

Итак, примем для всего рассматриваемого отрезка времени эвстатический компонент равным 30 м, а для времени от начала до максимума анциловой трансгрессии — 18 м. В первую половину анцилового периода береговая линия в п. 40 испытывает поднятие, равное 6.5 м (см. ниже). Чтобы получить величину изостатического поднятия, нужен еще дополнительный цифровой материал. Решение вопроса осложняется специфическим изолированным положением анцилового озера.

Согласно Мунте, анциловое озеро отделилось от океана вследствие поднятия средней Швеции, где проходил пролив, соединявший Балтику с океаном в иольдиевое время. Здесь, у Дегерфорса воды анцилового озера низвергались 7 мощными водоскатами в котловину оз. Веннер, представлявшую залив океана. К моменту максимума анциловой регрессии порог стока у Дегерфорса, благодаря интенсивному изостатическому поднятию, поднялся над уровнем океана на 32 м. В действительности же, как отмечает Саурамо, изостатическое поднятие порога стока было еще значительно больше, так как за тот же отрезок времени уровень океана повысился не менее, чем на 18 м. Подъем суши равен, поэтому, $32 + 18 + 12 \text{ м} = 62 \text{ м}$; 12 м, по Саурамо, — величина эрозии порога стока, влияние которой естественно уменьшило превышение порога стока над океаном к моменту максимума анциловой трансгрессии и может привести к преуменьшению оценки изостатического поднятия этого района.

По отношению к анциловому озеру осью равновесия является 110-метровая изобазы поднятия, проходящая от места стока его на западе до восточного берега — в финляндской Карелии. Саурамо отмечает эту изобазу, рассекающую все озеро на северную часть, где имела место непрерывная регрессия, и южную часть, где наблюдалась анциловая трансгрессия. В южной части Балтики трансгрессия произошла вследствие отставания ее изостатического поднятия по сравнению с изостатическим поднятием порога стока. Амплитуда трансгрессии находит себе совершенно точное численное выражение в виде разности величины поднятий этих двух районов или обратно

$$x = a - b,$$

где x — величина поднятия данного района между моментами отшнурования анцилового озера от океана и максимума трансгрессии, a — величина поднятия места стока в тот же промежуток времени, $a - b$ — амплитуда трансгрессии. Величина $a = 62$ м¹ и $b = 6.5$ м.

Таким образом получаем $x = 62 - 6.5 \text{ м} = 55.5$ м.

Итак, величина изостатического компонента в течение всего анцилового периода составляет 55.5 м. Трансгрессия являлась выражением отставания в поднятии исследованного района по сравнению с поднятием порога стока.

Согласно Мунте, анциловая трансгрессия происходила в течение первых 600 лет после образования озера, от 1100 до 500 года по шкале де-Геера. Саурамо останавливается на еще меньшей цифре — в 450 лет. Последующие 1700 лет характеризуются постепенной регрессией озера. Прекращение трансгрессии произошло в результате перемещения места стока в южную часть Балтики — датские проливы, вследствие чего все анциловое озеро очутилось в области более быстрого поднятия, чем порог стока, к северу от оси равновесия, что и должно было вызвать повсеместную регрессию. Темп регрессии должна была ускорять эрозия нового порога стока.

Но регрессия анцилового озера, если бы она определялась одной этой причиной, имела бы одинаковую амплитуду на всем протяжении берега озера. В действительности же, амплитуда регрессии была различна в зависимости от места, что можно объяснить неравномерностью изостатического поднятия или орогеническими движениями различных частей побережья анцилового озера.

В п. 40 амплитуда регрессии в 6 м — указывает таким образом, что изостатическое поднятие здесь опередило поднятие порога стока в датских проливах (у Darserschwelle) на 6 м —. Возможное изостатическое опускание Дании можно было бы рассматривать как поднятие с отрицательным знаком, и суть приведенного рассуждения от этого не изменилась бы.

¹ По Саурамо.

Таким образом, п. 40 за время от максимума анциловой трансгрессии до максимума регрессии поднялся на величину, превышающую на 6 м величину изостатического поднятия порога стока. Согласно Мунте, порог стока в это время не повышался, а понижался. Мы же принципиально пытаемся держаться взглядов Рамзая, принимающего лишь один вид изостатического движения Фенноскандии — поднятие и кажущееся опускание суши, сводя к поднятию уровня океана. Новейший цифровой материал по этому вопросу содержат однако работы Мунте. Он приводит следующие данные: „Когда анциловое озеро во время максимума трансгрессии переместило свой сток из Неркэ (в средней Швеции. *К. М.*) в Darserschwelle, его уровень, как раньше указывалось, был расположен на 32 м, а район Darserschwelle около 15 м выше, т. е. около 47 м над уровнем моря, вероятно несколько больше (57 м). Поэтому, впоследствии произошло опускание суши в южных районах, которое продолжалось пока порог стока здесь и в Орезунде не был опущен до и ниже поверхности литоринового моря“.

Если принять толкование Рамзая, цифра в 47 м образована разностью двух величин:

$$h = e - d$$

В данном случае h — отрицательная величина, равная 47 м, и уравнение принимает следующий вид:

$$h = d - e = 47 \text{ м}; e = d - 47 \text{ м}$$

d — величина эвстатического поднятия, равного за отрезок времени между максимумами анциловой трансгрессии и регрессии величине, по Рамзаю, около 22 м (см. диаграмму, стр. 33).

Тогда получаем

$$e = 22 \text{ м} - 47 \text{ м} = -25 \text{ м},$$

т. е. порог стока опустился на 25 м.

И для этого момента мы сталкиваемся со всей определенностью с недостаточностью и противоречивостью цифрового материала.

Так, Рамзай считает, что „анциловое озеро вряд ли лежало не так высоко над океаном, как принимает Мунте, но, вероятно, лишь около 15 м во время максимума трансгрессии“. Если принять эту цифру, то мы получим, что за время между максимумами анциловой трансгрессии и регрессии порог стока в Darserschwelle все же поднимался, хотя и очень слабо:

$$e = 22 - 15 = 7 \text{ м},$$

что и видно на диаграмме Рамзая.

Наконец, третьего рода результат получим, пользуясь оценками Саурамо, который принимает уровень океана в анциловое время на 60 м.

ниже современного, считая, что к концу анцилового времени он повысился до — 20. Величина d за интересующий нас отрезок времени, в таком случае, равна 30 м, $e = 30 - 47 = -17$ м или же $e = 30 - 15 = 15$ м.

Словом, пробуя различные комбинации, можем получить такие величины поднятия порога стока в Darserschwelle за отрезок времени максимума анциловой трансгрессии: — 23 м; — 17 м; + 7 м; + 15 м.

Так как в п. 40 изостатическое поднятие за это же время было на 6 м + больше, получаем соответственно для величины e — 17 м +; — 11 м +; + 13 м +; + 21 м.

Недостаточность цифрового материала хорошо иллюстрируется этими расхождениями.

Литориновая трансгрессия и регрессия. В Лахтинском болоте горизонт торфа, отделяющий анциловые отложения от вышележащих литориновых, опускается ниже на — 2.4 м под уровень моря, высота же береговой линии = 8 м. Амплитута литориновой трансгрессии, таким образом, равна $8 + 2.4 + = 10.4 +$. Чем было вызвано повышение уровня на 10.4 м? На эту величину за отрезок времени от максимума регрессии до максимума трансгрессии поднятие моря обогнало поднятие суши.

Согласно Рамзаю, от момента проникновения океанических вод через датские проливы в Балтику до максимума 1-й литориновой трансгрессии уровень океана поднялся на 20 м, причем максимум эвстатического повышения уровня океана он помечает на своей диаграмме двумя небольшими и одинаковыми выступами на максимумы двух принимаемых им литориновых трансгрессий. Следовательно, литориновая трансгрессия вызвана была более быстрым, за время от ее начала, подъемом уровня океана, по сравнению с подъемом суши. Величину изостатического подъема суши за этот отрезок определим вычитанием: он менее $20 - 10.4 \text{ м} +$, т. е. 8.6 м. Эвстатический компонент превысил изостатический (8.6) почти в $2\frac{1}{2}$ раза.

Береговая линия, расположенная в настоящее время на абс. выс. в 0 м, во время максимума литориновой трансгрессии лежала на высоте + 8 м, как показывает расположение изобаз послелиторинового „поднятия“ на карте II (11).

После максимума трансгрессии мы в исследованном районе имели более или менее непрерывную регрессию моря на протяжении 6000 лет. Два момента для определения быстроты регрессии после максимума литориновой трансгрессии могут быть еще фиксированы: 1) в п. 26 (Сюрьевское болото) контакт между литориновой гиттией и вышележащим древесным торфом лежит на абс. выс. 6.5 м. Этот контакт датируется границей между атлантическим (зоны V + IV) и суббореальным (зона III) периодами. Следовательно, в п. 26 в этот момент уровень литоринового моря опустился до 6.5 м абс. выс. Но п. 26 лежит на изобазе в 11 м. А значит, регрессия литоринового моря к указанному моменту достигла амплитуды в 4.5 м, и уровень литоринового моря в п. 40 должен был опуститься

с 8 м до 3.5 м; 2) в самом п. 40 находим контакт между позднелиториновыми отложениями и вышележащим торфом на высоте 0 м. Возраст указанного контакта — граница между суббореальным и субатлантическим периодами (зоны III и II). Таким образом к этому, более позднему, моменту уровень моря в п. 40 упал уже до уровня моря или, вероятнее, находился несколько выше: примем превышение в 1 м, так как торф внизу содержит остатки водной флоры.

Таким образом, по 4 точкам строим кривую понижения литориновой трансгрессии от ее максимума до современного уровня. Какими причинами вызвана была литориновая трансгрессия? На этот вопрос отвечают кривые эвстатического и изостатического компонентов. Время климатического оптимума совпало у нас с кульминацией литориновой трансгрессии. Этот момент характеризуется в Скандинавии сокращением (полным стаиванием) льдов до пределов меньших, чем современные. Климатический оптимум зарегистрирован почти во всех странах земного шара, и поэтому сокращение льдов должно было иметь место на всей земной поверхности. Океану был возвращен большой объем воды, и уровень его повысился. Величину этого повышения определяли: Дэли (1920 г.) — в 6 м, Дэли же (1929 г.) — в 5 м, Рамзай в 1924 г. — в 5 м, Рамзай в 1926 г. — в 3 м, Саурамо — в „несколько“ метров.

Что действительно эвстатическое повышение уровня океана во время климатического оптимума должно было достигнуть ощутительной величины, показывают вычисления повышения, которое должно было бы иметь место в результате полного растаивания современных льдов. Различные авторы приводят следующие оценки (цитирую по Дэли, 1925 г., 285):

Автор	Повышение в метрах	Примечания
C. Maclaren (1842) .	30	
A. Penck (1881) . .	16.5	Только антарктический лед
W. B. Wright (1914) . .	40 +	
R. A. Daly (1915)	11 — 37	
W. J. Humphreys (1915)	40	Гренландия — 6, Антарктика — 34 м
F. Nansen (1922)	15 — 25 +	
Рамзай дает цифру в 55 — 56 м.		

Примем наиболее низкую цифру в 3 м для эвстатического повышения уровня океана во время максимума литориновой трансгрессии, совпадающего у нас с климатическим оптимумом.

Следовательно, превышение уровня на 8 м в п. 40 образовалось из двух слагаемых: 1) уровень океана (и Балтики) был на 3 м выше современного; 2) изостатическое повышение земной коры с того момента достигло величины в $8 - 3 = 5$ м. Для более позднего момента (границы атлантического и суббореального периодов) береговая линия была выше современной в п. 40 на 3.5 м. В какой мере эта величина слагается из эвстатического и в какой из изостатического компонентов — сказать довольно трудно.

Приведем лишь следующие соображения: 1) климатический оптимум, как принимает большинство исследователей, сдвинут к верхней части атлантического периода и лежит в зоне IV; то же для нашего района видно из сводной пылевой диаграммы (см. сводную таблицу), где для суббореального периода мы получим почти тот же процент широколиственных пород, что и для атлантического; поэтому можно считать, что эвстатическое превышение уровня оставалось и в это время, 2) некоторые указания дает градиент наклона на изобазовой поверхности последнегляцериальной ладожской трансгрессии. Согласно Айлио, градиент этот чрезвычайно мал. Отметки береговой линии ладожской трансгрессии на северном и на южном берегах озера разнятся лишь на несколько метров (карта). В среднем они равны 25 и 18 м.¹ Это дает наклон в 7 м на 170—190 км, т. е. всего 4 см на км. Нулевая литориновая изобаза проходит (см. 11, карта II) примерно в 12 км к востоку от Невских порогов, т. е. в 50 км от п. 40, считая в направлении падения изобазовой поверхности. Это дает изостатический подъем для п. 40 за время после максимума ладожской трансгрессии в 2.0 м, считая, что подъем в районе восточной части Финского залива носил совершенно тот же характер, что и области Ладожского озера.

Но по вновь полученным данным, ладожская трансгрессия кульминирует в суббореальном периоде (зона III), вероятно ближе к его началу, в то время как в п. 40 нас сейчас интересует более ранний момент — граница атлантического и суббореального периодов. После этого момента изостатическое поднятие могло достигнуть несколько большей величины в 2.5—3.0 м. Остановимся на цифре в 2.5 м — величине изостатического компонента. Тогда, простым вычитанием определим эвстатический компонент равным 1.0 м.

Для времени же контакта литориновых отложений с торфом в п. 40 на границе субатлантического периода примем эвстатический компонент равным 0 и, следовательно, изостатический — в 1 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Максимальная высота уровней отдельных бассейнов над уровнем моря, принимая его постоянным в п. 40, будет (см. выше):

Gl III	. 38 м
Gl IV	31 „
J	. —2 „
A .	4.5 „
L . .	8.0 „

¹ В действительности, при том же градиенте эти отметки, вероятно, меньше (см. 14).

Так как по мере смены бассейнов в п. 40 накапливалась значительная толща отложений, эта цифра не дает выражения максимальной глубины соответствующего бассейна. Последняя равнялась:

GI III	. 46 м
GI IV	. 39 „
J	4.5 „
A	. ок. 9.0 „
L	. 8.5 „

В сводной таблице кривая колебаний нулевой точки дается для всего времени после отступления ледника.

Но и для литоринового и послелиторинового времени количественная оценка эвстатических колебаний наталкивается еще на ряд дополнительных затруднений. Так, Райт и Пристлей (94) указали, что климат несколько более мягкий, чем современный, вызвал бы не сокращение, а некоторое увеличение размеров оледенения Антарктики. Таким образом, во время послеледникового климатического оптимума, влияние которого на земной поверхности было повсеместным, антарктические льды могли пользоваться большим распространением, чем в настоящее время. Следовательно, уровень океана должен был не повыситься, а понизиться, так как решающая роль в эвстатических колебаниях в послеледниковое время принадлежала, благодаря огромным относительным размерам, антарктическому оледенению. Указанный пример хорошо иллюстрирует всю трудность, для настоящего времени, точных количественных подсчетов эвстатического колебания уровня океана. В связи с тем, что и другие компоненты (величины изостатических колебаний, эффект орогенических движений, роль порога стока) в большинстве случаев не могут быть численно охарактеризованы, не удастся определить, как показало предшествовавшее изложение, и степень участия этих отдельных компонентов в имевших место изменениях уровня Балтики. Однако сам метод соответствующих подсчетов, мало разработанный, представляет несомненный интерес, почему мы и решились посвятить ему несколько страниц, оперируя цифровым материалом, характеризующим смены трансгрессий и регрессий в окрестностях Ленинграда.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Настоящая работа была сдана в печать весной 1933 г. За истекший год вышел ряд новых работ, посвященных позднечетвертичной истории Балтики (L. v. Post, Tanner, Нуурпӓ, Sauramo). Использование их дало бы, несомненно, возможность несколько изменить трактовку отдельных вопросов. Не имея возможности сделать это в настоящей работе, отмечу лишь, что в чрезвычайно важной сводной работе Саурамо, появившейся в 1934 г. (M. Sauramo „Zur spätquartären Geschichte der Ostsee“. — *Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande*, № 8, 1934),

последним достигнута полная увязка моих данных с данными скандинавских исследователей и прежде всего — с данными Хиппэ. Единственное серьезное расхождение в вопросе о числе литориновых трансгрессий Саурамо устраняет, придавая несколько другие наклоны для изобазовых поверхностей LI, LII и LIII (намеченных Хиппэ), в результате чего на участке Ленинград — Сойкино они сливаются в одну поверхность, почему отдельные литориновые трансгрессии для всего этого района также сливаются воедино и оказываются недифференцированными. В числе новых выдвигаемых им вопросов отмечу стремление обособить нижние солоноватоводные слои анциловых отложений (выраженные таким же образом и в исследованном районе) и отнести их к самостоятельной стадии эволюции Балтики — попытка, представляющаяся весьма удачной.

За истекший период времени в печати появились также статьи Б. Ф. Землякова (Тр. КЧ Акад. Наук СССР, т. III, в. 1, 1933) и С. А. Яковлева (Изв. Гос. Геогр. об-ва, т. LXVI, в. 2, 1934), пытающиеся отстаивать высказывавшиеся указанными авторами прежде взгляды на отдельные вопросы позднеледниковой истории окрестностей Ленинграда. Критическому разбору двух указанных статей я посвящаю специальную работу.

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

Сокращение GFF — Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.

1. Г. И. Ануфриев. Строение болот Ленинградского района. Тр. Научн.-иссл. торф. инст., т. 9. 1931.
2. Г. Ю. Верещагин. Положительные и отрицательные движения береговой линии на оз. Сегозере. Тр. Олонецкой научн. эксп., ч. III. Геология, I. 1906.
3. Д. А. Герасимов. Изменение климата и история лесов Тверской губ. в послеледниковую эпоху по данным изучения торфяных болот. Изв. Гл. Бот. сада, 1926, т. XXV, вып. 4.
4. — К вопросу о возрасте русских болот. Изв. Гл. Бот. сада, 1930, т. XXIX, вып. 3—4.
5. В. С. Докторовский и Г. И. Ануфриев. Материалы по стратиграфии Ленинградских торфяников. Тр. Научн.-иссл. торф. инст., т. 9. 1931.
6. Е. Н. Дьяконова-Савельева. К вопросу о позднеледниковом Онего-Беломорском соединении. Тр. Ленингр. общ. естеств., т. LIX, вып. 4. 1930.
7. Е. Н. Дьяконова-Савельева и Б. Ф. Земляков. Исследования по четвертичной геологии на северном берегу Онежского озера. Изв. Росс. Гидрол. инст., 1928, вып. 21.
8. М. А. Лаврова. К геологии Онежского полуострова Белого моря. Тр. Геол. инст. Акад. Наук СССР, т. II. 1930.
9. — О результатах геологических исследований в районе Беломорского бассейна. Тр. II Междун. Конф. ассоц. по изуч. четверт. пер. Европы, вып. II. 1933.
10. К. К. Марков. Геохронологические исследования в Южной Карелии. Природа, 1931, № 5.
11. — Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. ГГРУ вып. 117. 1931.
12. — О признаках трансгрессий и регрессий. Тр. I Всес. Геогр. конференции (печ.).
13. — Иольдиевое море и проблема Балтийско-Беломорского позднеледникового пролива. Изв. Всес. Геогр. общ., 1933, LXV, вып. 5.
14. К. К. Марков, В. С. Порецкий и Е. Ё. Шляпина. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время. Тр. КЧ, т. IV, вып. 1. 1934.

15. М. И. Нейштадт. О возрасте торфяных болот Средней России.
16. Б. В. Перфильев. К методике изучения иловых отложений. Тр. Бородинской пресноводной биол. станции в Карелии, вып. 5, 1927.
17. В. С. Порецкий. Диатомовые поздне- и послеледниковые отложения восточной части Финского залива. Тр. ГГРУ.
18. Н. Н. Соколов. Геоморфологический очерк района р. Волхова и оз. Ильмень. Мат. по исследованию р. Волхова и его бассейна, т. VII. 1926.
19. Л. В. Тихеева. Погребенные почвенные образования четвертичного времени в окрестностях г. Ленинграда (рукопись).
20. П. В. Томассон. Критические заметки к статье Д. А. Герасимова об истории лесов Тверской губ. Изв. Гл. Бот. сада, 1928, т. XXVII, вып. 5—6.
21. С. А. Яковлев. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. 1926.
22. — О карте отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных с ней территорий в масштабе 1:2 500 000. Тр. II Межд. Конф. ассоц. по изуч. четверт. пер. Европы, вып. 1. 1932.
23. N. W. von Ahlmann, C. C. von Caldenius och R. Sandegren. Ragundas jön, on geomorphologisk, geokronologisk, växgeografisk Undersökning. SGU, Ser. Ca, № 12. 1924.
24. S. A. Andersen. De Danske Varv. GFF, 50, 1928.
25. E. Antevs. On the late-glacial and post-glacial history of the Baltic. The Geogr. Review, 1922, vol. XII.
26. — The last Glaciation. Amer. Geograph. Soc. Res., Ser., Nr 16. 1928.
27. B. Asklund. Stenåders hovets nivåförändringar. GFF, 51, 1929.
28. G. Assarson. Ancylos och Litorinagränser inom geologiska Kartbladet Gusum. Årsbok, 21. 1927.
29. V. Auer. Die postglaciale Geschichte des Vanajavesisees. Bull. Comm. Géol. Finl., 60, 1925.
30. V. Auer and M. Sauramo. On the development of Lake Höytyäinen in Carelia and its ancient flora. Bull. Comm. Géol. Finl., 69, 1929.
31. Thord Brenner. Varvig lera överlagrad av morän från trakterna öster om Jiväskylä stad, Finland. Fennia, 47, 9. 1927.
32. E. Brückner. Geochronologische Untersuchungen über die Dauer der Postglazialzeit in Schweden, in Finland und in Nordamerika. Ztschr. f. Gletscherk., 1921, 12.
33. A. Cleve-Euler. Försök till analys av Nordenssenkvartära nivåförändringar jämte några Konsekvenzer. CFF, 45. 1923.
34. S. Daly. The Corall-Reef Zone during and after the Glacial Period. Amer. Journ. of Sci., 1919, ser. V, 48.
35. — Pleystocene Change of level. Amer. Journ. of Sci., 1925, ser. V, 10.
36. — Swinging sea level of the Ice Age. Bull. Geol. Soc. America, 1929, 40, pp. 721, 734.
37. W. S. Dokturowsky. Über die Stratigraphie der russischen Torfmoore. GFF, 47, I. 1925.
38. E. v. Drigalski. Geoidedeformation der Eiszeit. Ztschr. Ges. Erdkunde, 1887, Bd. XXII, H. 3/4. Berlin.
39. H. Gams, D. A. Gerasimov. Klimaänderungen und Waldentwicklung des Gouv. Twer während der postglazialen Zeit nach den Ergebnissen der Moorforschung. GFF, 49, I. 1927.
40. H. Gams. Die Geschichte der Ostsee. Intern. Rev. gesamt. Hydrobiol. u. Hydrol., 1929, Bd. XXII, H. 3—4; 1931, XXVI.
41. G. de Geer. Daterinf av den gotiglaciala isrecessionen i Scanodania. GFF, 51, 1930.
42. — On the solar curve as dating the Ice Age, the New-York moraines and Niagara Falls through the Swedish time Scale. Geogr. Ann., 8, 1926.
43. — Sshwankungen der Sonnestrahlung seit 18 000 Jahren. Geol. Rundschau, 1927, 18.
44. — Meddelanden från Stockholms Högskolas Geokronologiska Institut, Data 18. GFF, 50, 1928.

45. G. de Geer. Den finiglaciala isrecessionen. Göflatrakten. GFF, 51, 1929 (1930).
46. — Meddelanden från Stockholms Högskola Geokronologiska Institut, Data 27. GFF, 51, 4, 1929 (1930).
47. — The Finiglacial subepoch in Sweden, Finland and the New-World, Geogr. Ann., Bd. XII, H. 2/3, 1930.
48. D. A. Gerassimow. On the age of the Russian peat-bogs. GFF, 52, I, 1930.
49. K. A. Grönwall. Till frågan om senglacial och postglacial nivåförändringar i södra Östers jöonviådet. Medd. Lunds Geol. Min. inst., 34, 1927.
50. Br. Halicki. Sur un essai de l'application de la méthode géochronologique de Pologne. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, vol. VIII, 2, 1932.
51. A. Hellakoski. Suursaimaa. Fennia, 43, 1922.
52. E. Hyypä. Die postglazialen Niveauverschiebungen auf der Karelistischen Landenge. Ann. Acad. Sci. Fenn., A 37, 1932.
53. A. Jessen. Stenalderhavets Udbredelse i Nordlige Jylland. Danmarks Geol. Undersøgelse, II Raekke, 35, 1920.
54. W. Köppen. Zum Aufsatz von Prof. G. de Geer: Schwankungen der Sonnenstrahlung seit 18 000 Jahren. Geol. Rundschau, XIX, 4, 1928.
55. R. Liden. Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet i Angermanland. SGU, ser. Ca, № 9, 1913.
56. G. Lundqvist. Bodenablagerungen und Entwicklungstypen der Seen. Stuttgart, 1927.
57. — Studier i Ölands myrmarkers. Årsbok, 22, 1928.
58. K. K. Markov. Geschichte des nordwestlichen Teils des Gebiets von Leningrad in der spät- und postglazialen Zeit. Бюлл. II Межд. Конф. ассоц. по изуч. четверт. пер. Европы, вып. III, 1932.
59. K. Markov und V. Porezky. Die spät- und postglaziale Geschichte des nordwestlichen Teiles des Leningrad Distrikts. Ztschr. f. Gletscherk., 1934, Bd. XXX.
60. E. L. Mertz. Översigt over de sen- g postglaciale Niveauforandringer i Danmark. Danmarks Geol. Undersøgelse, II Raekke, 41, 1924.
61. V. Milthers. On the so called Gothi-glacial limit in Danemark. Geogr. Ann., 9, 1927.
62. H. Munthe, J. E. Hede och L. v. Post. Gothlands geologi. En översikt. Årsbok, 18, 1924.
63. — Studier över Ancylos jöms avlopp. Årsbok, 21, 1927.
64. — Geokronologien och isrecessionen i Fennoskandia än en gång. GFF, 53, I, 1931.
65. — Litorinahavet, Clypeushavet och Limnaehavet. GFF, 53, 2, 1931.
66. F. Nansen. The Strandflat and Isostasy. Vidensobsselskabets Skrifter, I, Mat. Nat. Klasse, II, 1921.
67. M. Neustadt. Einige Resultate von pollenanalytischen Untersuchungen im Osten des Gouvernements Wladimir. Geol. För. Forh., 50, 3, 1928.
68. A. Penck. Glaciale Krustenbewegungen. Sitz-Ber. preuss. Akad. Wissensch., 24, 1922.
69. L. v. Post. Svea Alv geologiska tidsställning. En pollenanalytisk studie i Ancylostidens geografi. Årsbok, 1927.
70. B. W. Perfiliew. Die Mikrobiologie der Süßwasserablagerungen. Verh. Int. Vereins Limnol., 4, 1929.
71. W. Ramsay. On relations between Crustal movements and variations of sea level during the late-quaternary time. Bull. Comm. Géol. Finl., 1924, Bd. 66.
72. — Eustatiska nivåförändringar och neoliticum, Ymer. Fennia, 1925, 45.
73. — Nivåförändringar och Stenåldersbosättning i det Baltiska området. Fennia, 1926, 47.
74. — Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Nevatal. Fennia, 1926, 47.
75. — Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estlands. Fennia, 1929, 52, 2.
76. — Changes of sea-level. resulting from the increase and decrease of glaciation. Fennia, 1931, 52, 5.

77. R. Sandegren. Interstadial arving lera i Gefletrakten. GFF, 51, 3. 1929.
78. — Om isrecessionen i Gefletrakten och den senkvartära geokronologien. GFF, 51, 4, 1929 (1930).
79. M. Sauramo. Über die Bändertone in den ostbaltischen Ländern. Fennia, 1925, 45, 6.
80. — Den sennglaciala Kronologien i Sverige och Finland. GFF, 48, 1926.
81. — Über die spätglacialen Niveauverschiebungen in Nordkarelien, Finnland. Bull. Comm. Géol. Finl., 1928, 80.
82. — Der Anteil der eustatischen Komponente an den Niveauverschiebungen in Fennoskandia. Fennia, 1928, 50.
83. — Über das Verhältniss der Ose zum höchsten Strand. Fennia, 1929, 51, 6.
84. — The Quaternary geology of Finland. Bull. Comm. Géol. Finl., 1929, 86.
85. — Till frågen om Yoldiagränsen och isrecessionen i Finland. GFF, 52, 2, 1930.
86. U. Sundelin. Ueber die spätquartäre Geschichte der Küstengegenden Östergothlands und Smålands. I. Bull. Geol. Inst. Ups. Univ., XVI, 1913.
87. — Ueber die spätquartäre Geschichte der Küstengegenden Östergothlands und Smålands. II. 1922. Bamberg.
88. V. Tanner. Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias Nordliga delar. IV. Fennia, 1930, 53, № 1.
89. H. Tomasson. Kolmårdens högre strandlingeer. GFF, 49, 1927.
90. — Sydsvenska nivåförändringar. II. Baltiska tidsbestämningar och Baltisk tidsindelning vid Kalmarsund. — Geol. För. Forh., 49, 1927.
91. P. W. Thomson. Kritische Bemerkungen über die Datierung der waldgeschichtlichen Perioden in Russland von Gerassimow. GFF, 52, 2, 1930.
92. — Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands. 1929.
93. V. Tolvanen. Der Alt-Päijänne. Fennia, 1922, 43.
94. C. S. Wright and R. E. Priestley. Glaciology. British (Terra Nova) Antarctic Expedition, 1910—1913. 1922.

K. K. MARKOV

SPÄT- UND POSTGLAZIALE GESCHICHTE DER UMGEGEND VON LENINGRAD IM ZUSAMMENHANGE MIT DER SPÄT- UND POSTGLAZIALEN GESCHICHTE DES BALTIKUM

Zusammenfassung

Der Verfasser kommt auf Grund seiner eigenen Untersuchungen und der nachschlägigen Literatur zu folgenden Schlüssen über den Wechsel der Wasserbassins in der Umgegend von Leningrad,

1. In den im Innern des Gletschers aufgetauten Stellen waren Seen gelegen (gegenwärtig werden diese Stellen durch die Kames-Massive gekennzeichnet).

2. Es bestand ein Stausee südlich von der Rambolowo Endmoräne. Die maximale Höhe seines Niveaus muss an 100 m erreicht haben und kann gegenwärtig nicht mit Sicherheit festgestellt werden (Bändertone auf einer Höhe von 75 m) — Stadium Gl I.

3. Ein Stausee zwischen der Rambolowo Endmoräne und dem Glint. Seine Niveauhöhe ist unbekannt, möglicherweise erreicht sie 85 m. Stadium Gl II.

4. Nach der Teilung des Gletschers in zwei selbständige Zungen in der Region von Leningrad, entsteht der Nawa-Stausee. Als Resultat des Rückzugs des Gletscherrandes nach Westen wachsen die Dimensionen des Sees (richti-

ger gesagt der Bucht eines viel grösseren Sees, der in der Ladoga-Einsenkung gelegen war).

Als der Gletscherrand sich bis in die Region des Dorfes Koporje zurückgezogen hat, bricht der Nawa-See in den südwestlich von ihm gelegenen Luga Stausee durch. Sein Niveau steigt infolgedessen in gewissen Grade und er erhält eine Verbindung mit dem Tschudskoje-See.

Auf diese Weise wachsen die Dimensionen des Sees noch mehr. Die Isobasenoberflächen werden gegenwärtig als auf 30—50 m gelegen angenommen. In dem See lagern sich die Bändertone und die höher gelegenen Sande ab, welche Überreste einer ausgesprochen arktischen Flora enthalten.

Die Zeitdauer dieses Stadiums muss jedenfalls 500—600 Jahre übertraffen haben und möglicherweise bis zum Rückzuge des Gletscherrandes bis zur Linie der 2. Salpauselke gedauert haben. Das Seeniveau fällt allmählich, in der Region des Dorfes Gorelowo fällt es niedriger (18 m abs. Höhe). Stadium GI III — Arktische Periode L. v. Post's Zone XI entsprechend.

5. Nach der Regression folgt eine Transgression GI IV (B III). Die autochtonen Hypnum-Torfmoore werden von Ton- und Sandschichten mit Süßwasserdiatomeen und mit Pollen von subarktischem Charakter überlagert. Die Amplitude der Transgression in Gorelowo erreicht ungefähr 12 m.

6. Darauf folgt eine Regression bis zur abs. Höhe von ungefähr 2 m in Lachta (Amplitude — 33 m), wobei gleichzeitig das Auftreten von Salzwasserdiatomeen beobachtet werden kann. Den Angaben der Pollenanalyse nach kann die betreffende Regression als dem Beginn und der Mitte von Post's Zone IX entsprechend datiert werden.

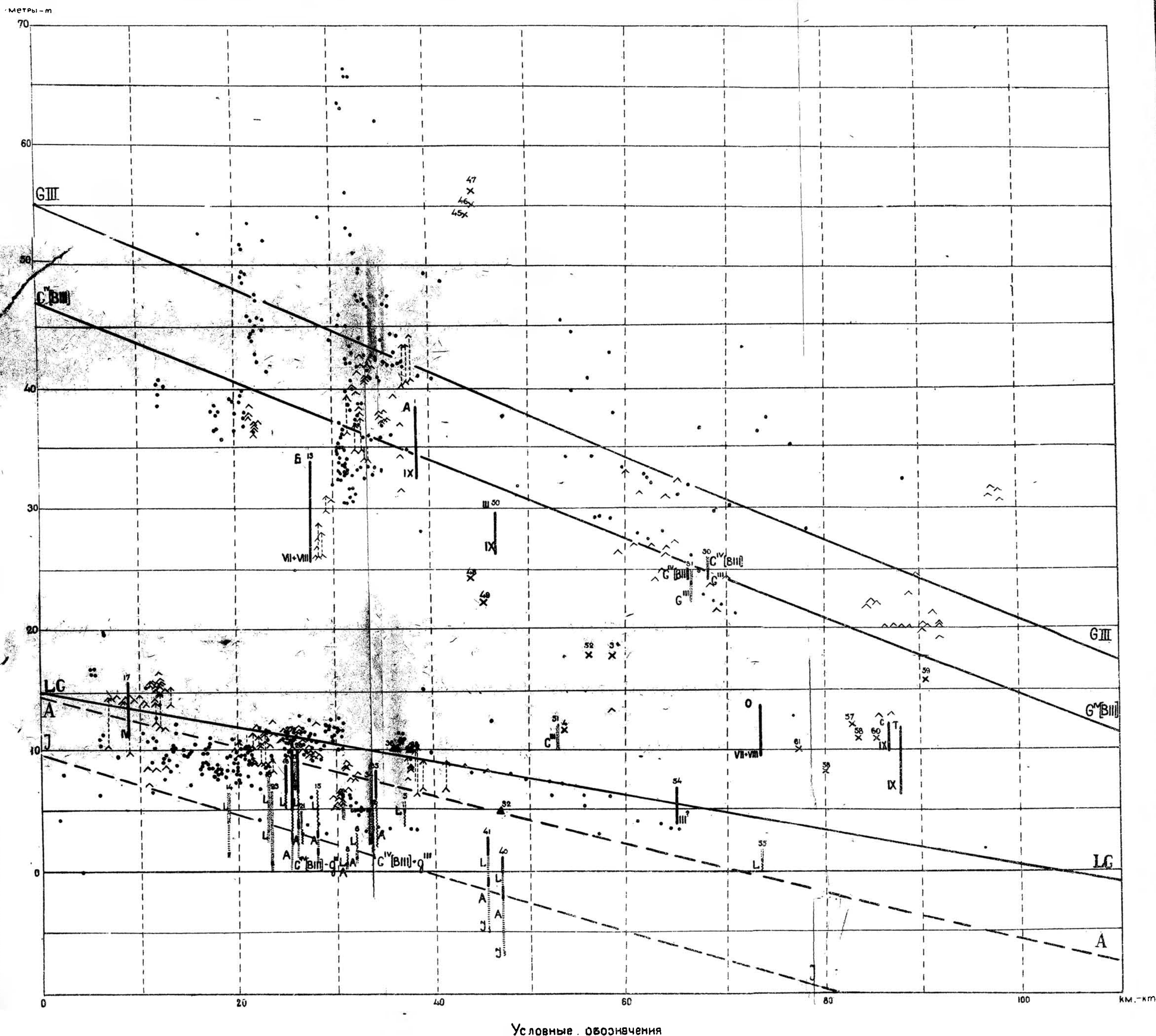
Nach dieser Regression findet eine Transgression statt, wobei ihre Amplitude 8 m nicht übersteigt und die Uferlinie niedriger gelegen ist als die Uferlinie der darauffolgenden Litorina-Transgression bleibt. Gleichzeitig wird das Bassin süßwasserig, obgleich eine Beimischung von Salzwasserdiatomeenformen auch in den Ablagerungen dieses Stadiums festgestellt werden kann. Der Pollenanalyse nach fällt das genannte Stadium beinahe vollständig auf die boreale Periode und nimmt den oberen Teil der Zonen IX und VIII + VII ein (bei uns werden diese Zonen einzeln nicht bezeichnet).

8. Während der letzten Regression fällt die Uferlinie in Beziehung zur gegenwärtigen Uferlinie auf 2,4 m. Es bilden sich autochthone Torfmoore. Die darauffolgende Transgression weist einen Salzwasser-Charakter auf und kann als der atlantischen Periode und zu Zone III angehörend datiert werden (Zonen V u. VI werden bei uns nicht unterschieden). Sie stellt zweifellos eine Litorina-Transgression dar.

Die Isobasenoberflächen der Litorina-Transgression liegen in der erforschten Region 5—15 m höher. Das uns zur Verfügung stehende Material über diese Transgression ist weitaus das umfangreichste im Vergleich mit allem anderen. Die Litorina-Transgression in unserer Region stellt die letzte Transgression dar.

ПРОФИЛЬ-ДИАГРАММА ДРЕВНИХ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ И РАЗРЕЗОВ ОТЛОЖЕНИЙ
РАЙОНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

PROFILDIAGRAMM DER ALTEN STRANDLINIEN
UND DER ABLAGERUNGEN IM ÖSTLICHEN TEIL DES FINNISCHEN MEERBUSSENS



Условные обозначения

↑ гребень — Kamm
БЕРЕГОВАЯ ВАЛ — Strandwall
↓ подножье — Fuss
• подножье абразивного уступа — des Fuss der Abrasionsstufe
— Профиль изобазовых поверхностей:
— Profil der Isobasenoberflächen:
X прибрежная фация ленточных отложений [зона IX Поста] — Strandfacies Varvenablagerungen [Zone des IX von L.v. Post]

торф наземный — Landtorf
торф озерный — Seetorf
гиттия — Gytija
глина, суглинок, супесь — Lehm, Landlehm, Lehmsand
песок — Sand

▲ неолитические стоянки — Neolithische Stationen
2:5:47-NN разрезов — Profil X
III IV VIII VII IX зоны по Посту — Zonen nach L.v. Post
L отложения литоринового моря — Ablagerungen des Litorina-Meeres
A " " анцилового озера — " des Ancylus Sees
M " " иольдывого моря — " des Yoldia Meeres
G'III " озерно-ледниковой трансгрессии — Ablagerungen der Eissee Transgression

торфяники: Б — Большой Мох, А — Ауверский, Ш — Шуваловский, О — Овуховский, С — Самарка, Т — Усть-Тосненский
Torfmoosen: B — Bolschoi Moch, A — Auvete, Ш — Schuvalovo, O — Ouhukovo, C — Samarka, T — Ust-Tosno

Gansen proved, that the coarseness of the grain in loess is a secondary phenomenon, caused by the recovering of not very big grains by a zeolite or carbonate crust in conditions of a fluvio-arid erosion.¹

The microscopical study of the loess specimens demonstrated that the big particles (0.25—0.05 mm and 0.05—0.01 mm) are formed chiefly by mineral grains of rock débris („primary“) origin, and that the size of the grains (in connection with the completeness of the mechanical separation) corresponds to the division of the particles. This conjuncture, in connection with the considerable amount of sand dust in the rock, proves that the rocks of the adjacent regions took part in the formation of the loess sediments.

¹ According to Graman. On the origin and formation of loess in Middle Europe. Bull. of the inform. bureau A. S. E. Q., 1932, v. 3—4.

В. Н. САКС

К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИИ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛОРУССИИ¹

Летом 1932 г. я принимал участие в работах Могилевской комплексной партии Белорусского Геолого-Разведочного треста, проводившей геологическую и гидрогеологическую съемку на площади западной половины планшета N—36—X (Могилев) карты в масштабе 1:200 000, причем в мои обязанности входило руководство только геологической съемкой указанного района; гидрогеологическая съемка была всецело в ведении начальника партии, гидрогеолога В. К. Богдановского.

Исследованная площадь 5000 км² расположена в пределах Могилевского, Чаусского, Быховского и Пропойского районов Белорусской ССР и ограничена параллелями 54°00' и 53°20' с. ш. и меридианами 30°00' и 31°00' от Гринича.

Специфические условия геологической работы в Белоруссии, как-то: плохая обнаженность, развитие мощного покрова четвертичных отложений, совершенно скрывающих под собой коренные породы, и, наконец, трудность расчленения ледниковых образований, все это вместе взятое настоятельно требовало одновременно со съемкой проведения буровых работ, что, однако, в нашей партии не оказалось возможным за отсутствием необходимого оборудования.

В отношении стратиграфии ледниковых отложений исследованный район бесспорно представляет большой интерес, так как именно здесь надо искать границу одного из двух оледенений Средней Белоруссии.

— Еще Блазиус, посетивший Восточную Белоруссию в 1841 г. (77), указал на развитие в ряде пунктов, в частности около Могилева, песчаных слоев, содержащих валуны северных пород.

Затем Гельмерсен также обратил внимание на широкое распространение красных дилювиальных валунных глин между Витебском и Могилевым (11). Вся эта местность, по его наблюдениям, сложена „толстыми дилювиальными массами“, причем под валунными глинами лежат пески, обнажающиеся по правому берегу Днепра у Могилева.

¹ Дипломная работа по кафедре общей геологии Ленинградского Горного института (печатается в сокращенном виде).

Аналогичные данные имеются в работе К. О. Милашевича (44); он разделяет дилувий б. Могилевской губ. на два яруса: верхний — красная песчаная глина с валунами и нижний — светложелтые или серые пески. Общая мощность дилувия доходит по его наблюдениям до 200 фут.

В статьях П. Муромцева о геологии б. Могилевской губ. (56, 57) четвертичным отложениям отводится очень мало места. Отмечены лишь некоторые залежи железных руд в поймах рек и местонахождения глин. Последние автором отнесены к палеогену, но в действительности принадлежат к озерным или речным образованиям, несомненно четвертичным.

О результатах исследований П. Я. Армашевского, проводившего десятиверстную геологическую съемку в пределах 29-го листа, мы знаем, к сожалению, только из предварительных отчетов (1—3). В них автор, следуя классификации Пандера, разделяет послетретичные образования на три яруса: нижний — серые или желтые крупнозернистые пески с валунами, диагонально-слоистые, с пропластками и линзами глин, мощностью до 20—25 м; средний — красно-бурые, бурые или серые валунные суглинки, мощностью до 12 м, иногда содержащие прослой слоистых песков, и верхний — желтые покровные пески, изредка с валунами, местами замещающиеся лёссовидными суглинками и лёссом. Присутствие песчаных прослоев в морене Армашевский объясняет местными колебаниями ледникового покрова, а разнообразие в окраске ее — последующим изменением под влиянием процессов выветривания, когда первичный серый валунный суглинок мог перейти в красно-бурый.

Н. И. Криштафович высказал предположение, что наблюдения Армашевского коснулись как раз периферии второго оледенения и что отмеченные им в ряде обнажений два горизонта морен отвечают двум различным оледенениям (30).

Как это наглядно видно из прилагаемых к настоящей работе разрезов по Могилеву, количество моренных горизонтов в обнажении или буровой скважине еще не дает возможности судить о количестве бывших здесь оледенений. Так, если бы мы взяли только данные скважины № 15, то можно было бы говорить о четырех оледенениях в районе Могилева. С другой стороны, легко представить себе случай размывания одной из морен, что также поведет к ошибочному толкованию в отношении числа оледенений. Поэтому, я думаю, утверждать о неоднократности оледенений можно лишь при условии нахождения несомненных межледниковых отложений с флорой или фауной и, притом, неарктического типа. Некоторое основание могут дать также обособленные горизонты морен, но только в том случае, если они прослежены на большом протяжении и отличаются друг от друга литологически. Следовательно, объяснение Армашевского, более вероятно, и для большинства описанных им обнажений с двумя горизонтами морен придется принять, что, либо это результат колебаний ледникового края, при отступании или наступании ледника, либо просто песчаные линзы, представляющие отложения внутриледниковых потоков.

Однако надо отметить, что в некоторых случаях, особенно в северной части 29-го листа, где несомненно есть два стратиграфических горизонта морен, весьма возможно было их встретить в отдельных обнажениях.

Что касается разнообразия в окраске морены, то тут со взглядами Армашевского согласиться нельзя. Серые разности валунных суглинков, которые он считает за первичные, встречаются в верхней морене довольно редко и всегда представляют лишь включения в общей массе красно-бурого цвета. Залегание их самое разнообразное: то они лежат над красно-бурой мореной, то под ней, то, наконец, образуют всю толщу морены в данном месте, но в горизонтальном направлении всегда сменяются красно-бурыми разностями. Если также учесть, что буровые скважины, иногда под значительным покровом флювиогляциальных песков, отложившихся непосредственно после морены, встречаются большей частью красно-бурые валунные суглинки, как наиболее распространенные, то становится совершенно очевидным, что принимать красно-бурую разновидность морены за вторичное образование нельзя.¹

Очень много для понимания стратиграфии ледниковых отложений может дать изучение валунов.

Исследования, предпринятые в этой области В. Н. Чирвинским (73, 75), показали следующее: в пределах Днепровского ледникового языка, а также севернее его, в юго-восточной части б. Минской губ. и южной части б. Могилевской и Смоленской губ. встречаются почти исключительно валуны финско-олонецких пород, свидетельствующие о направлении движения льдов с севера на юг. Западнее же в б. Волынской и Гродненской губ. и севернее около Смоленска и Минска² найдены балтийские и скандинавские валуны, принесенные с северо-запада. Подобное распределение валунов привело автора к выводу о существовании двух главных потоков льда, из которых первым был северо-западный, а вторым, достигшим максимума, — северный. Однако его предположение о принадлежности обоих этих потоков к одному и тому же оледенению, центр которого постепенно перемещался с запада на восток, мне кажется маловероятным, так как в таком случае, на перифериях оледенения неизбежно должно было бы произойти смешение валунов обоих направлений. Этого не будет, если предположить, что оледенение достигло максимума в первую стадию и что, следовательно, центр его перемещался не с запада на восток, а с востока на запад. Но такое допущение идет в разрез с данными, полученными в Германии и Прибалтике, на что указывалось и самим

¹ В этом отношении особенно показательна буровая скважина в д. Софийск Могилевского района, опубликованная А. М. Жирмунским (27, стр. 290, скв. № 40), где под толщей желтого песка, мощностью 21.34 м (Q_2^w *fgl. sup.*) пройден пласт красной глины с валунами, мощностью 6.40 м. (Q_2^w *m.*).

² Сведения о находках валунов близ Смоленска и Минска заимствованы Чирвинским из работы Milthers'a (81).

В. Н. Чирвинским.¹ Поэтому я считаю наиболее верным отнести два указанных направления движения льда к двум различным оледенениям, из которых позднейшее было максимальным на Русской равнине. Возможность такого толкования отмечена также в цитируемой работе Чирвинского.

На Украине в работах А. И. Набоких (58) и В. Д. Ласкарева (34) было высказано убеждение, что днепровская морена соответствует последнему из трех оледенений северной Европы. Это подтверждается, по мнению автора, и незначительной мощностью лёсса над мореной, и стратиграфическим положением морены, которая вклинивается в лёссовую толщу, состоящую из трех горизонтов лёсса, разделенных двумя прослоями ископаемых почв, на уровне верхней ископаемой почвы, и, наконец, находками *Elephas primigenius* в „среднем лёссе“, залегающем стратиграфически ниже морены. Однако позднейшие, более детальные исследования лёссовой толщи показали, что днепровская морена покрывается двумя горизонтами лёсса, причем нижний из них, за пределами распространения морены, объединяется с подморенным лёссом в один горизонт. Таким образом пришлось говорить об одновременности эпох лёссоотложения и оледенений и связывать днепровскую морену со вторым сверху горизонтом лёсса, а следовательно и отнести его к предпоследнему, т. е. рисскому оледенению.²

Надо все же заметить, что для расчленения лёссовой толщи на отдельные горизонты мы не имеем почти никаких данных, кроме подсчета прослоев ископаемых почв. Этот же метод далеко не является бесспорным, так как для образования гумусовых прослоев достаточно 50—100 лет, и их возникновение может быть обусловлено чисто местными причинами. И здесь, как и в вопросе о количестве оледенений, за отсутствием палеонтологического материала, некоторые основания для выделения самостоятельных горизонтов могут дать: во-первых, постоянство данного пласта ископаемой почвы на большой площади, во-вторых, литологические различия отдельных лёссовых горизонтов и в третьих — характер ископаемых почв.

В полном соответствии с вышеизложенной стратиграфией украинских лёссов находится данная Г. Ф. Мирчинком схема подразделения ледниковых образований Русской равнины (45, 48). Г. Ф. Мирчинк находит в Европейской части СССР „следы по крайней мере трех оледенений“: миндель, рисс и вюрм. Из них миндельское оледенение доходило по Днепру до Речицы, и далее на восток граница его шла через Рославль к Москве и Владимиру. Рисское оледенение было максимальным и образовало Днепровский язык. Наконец, вюрмский ледник оставил свои предельные конечные морены, хорошо выраженные морфологически, около Копыля, Червения, севернее Орши, у ст. Рудня, к северо-западу от Смоленска и близ Твери.

¹ В. Н. Чирвинский ссылается на работы Milthers'a (82) и Hausen'a (79), в которых устанавливается позднейшая, балтийская фаза, когда ледники надвигались на Германию с северо-востока, по впадине Балтийского моря.

² См. работы В. И. Крокоса (32, 33) и Д. Н. Соболева (64, 65).

С зандрами следующего к северу пояса конечных морен генетически связана нижняя надпойменная терраса бассейна Днепра. Что касается верхней надпойменной террасы Днепра, то ее возникновение Г. Ф. Мирчинк относит к рисскому времени, что вполне согласуется с данными ряда других исследователей.¹ Им также отмечается, что верхняя надпойменная терраса морфологически нерезко отграничена от водораздельного плато и по существу выражается лишь в слабом наклоне местности к долинам рек и развитию по краям долин полосы песчаных отложений аллювиального типа, выклинивающихся в сторону водоразделов (48).

Трехчленное деление ледниковых образований, принятое Г. Ф. Мирчинком, и проводимые им границы отдельных оледенений не являются общепризнанными. Некоторые из наших геологов признают доказанным существование на Русской равнине только двух оледенений, из которых первое было максимальным. Граница второго, вюрмского, проводится ими соответственно южнее, чем у Г. Ф. Мирчинка, в общем приближаясь к границе минделя по последнему. Такие взгляды наиболее полное выражение получили в работах А. М. Жирмунского (19, 23), основывавшегося на собственных наблюдениях в пределах 44-го и 28-го листов десятиверстной карты (22, 24), а также на обширном материале по буровым скважинам Белоруссии и Западного края.² Границы распространения вюрма им проводятся через Слуцк, Осиповичи, Пропойск, Рославль и далее на восток сливаются с границами, установленными в Центральной области А. Н. Розановым (62). Основные конечноморенные гряды, находящиеся к северу от этой границы, А. М. Жирмунский считает стадияльными конечными моренами, на том основании, что и к северу, и к югу от них прослеживаются два горизонта донных морен, аналога же миндельской морены в северной Белоруссии нет (25).

К подобным же выводам пришел Д. Н. Соболев (64, 65), который, однако, в противоположность рисскому Днепровскому ледниковому языку, признает за западнopoлесским языком вюрмский возраст, основываясь на критической оценке данных В. Н. Чирвинского о распространении валунов. В пределах же Белоруссии и Западного края разногласий между А. М. Жирмунским и Д. Н. Соболевым в вопросе о распространении оледенений нет.

Прежде чем обратиться к рассмотрению результатов многочисленных работ последних лет в пределах интересующей нас части Белоруссии, давших очень богатый фактический материал по стратиграфии ледниковых отложений, я хочу еще отметить роль изучения межледниковых отложений, в частности, изучения межледниковой флоры, для расчленения ледниковых

¹ См. работы Б. А. Личкова (36, 37), Д. Н. Соболева (64—66).

² В распоряжении А. М. Жирмунского, помимо уже опубликованного им каталога буровых скважин Западного края (27), находится также чрезвычайно богатый материал по буровым скважинам Белоруссии, еще не появившийся в печати, но с которым он любезно разрешил мне ознакомиться при составлении настоящей работы.

образований. В этом отношении наиболее обширные и ценные сведения имеются в работах В. С. Доктуровского (15, 16), Г. Ф. Мирчинка (50, 51), а также в последней работе А. М. Жирмунского (25). Ими указаны довольно многочисленные находки ископаемых торфяников, содержащих по большей части флору с *Brasenia purpurea*, свидетельствующую о более теплом климате, нежели сейчас, и относимую по аналогии с Западной Европой к рисс-вюрмскому межледниковому времени. Их расположение по периферии вюрмского оледенения, по Мирчинку, залегание между двумя моренами к северу от границ последнего (межледниковые отложения Западной Двины, Каспли (25), Микулина¹ и, наоборот, отсутствие морены поверх слоев с *Brasenia* вне границ вюрма являются главным аргументом за установление рисского возраста максимального оледенения. Небезынтересно отметить, что в некоторых торфяниках, например у Потылихи под Москвой и у Лоева на Днепре, изучение флоры дало возможность проследить постепенное изменение климата от более холодного вначале, через теплый в середине, снова к холодному, свидетельствующему о наступлении новой ледниковой эпохи (см. работы В. С. Доктуровского, 15, 16). Г. Ф. Мирчинком указаны также межледниковые отложения миндель-рисского времени (Лихвин и Одинцово), но надо сказать, что до настоящего времени у нас нет еще достаточных оснований для окончательного определения возраста межледниковых отложений указанных пунктов, а следовательно и для выделения самостоятельного миндельского оледенения.² Вообще, не надо забывать, что межледниковые отложения в СССР до сего времени мало изучены и их точная датировка является в известной степени спорной. Отрицать роль изучения флоры при расчленении четвертичных и, особенно, ледниковых отложений ни в коем случае нельзя, но точно так же нельзя придавать ей универсального значения сейчас, когда наши познания в области четвертичной флоры, ее изменений на протяжении ледниковых и межледниковых эпох очень и очень ограничены.

Теперь обратимся к фактическому материалу по геологии восточной Белоруссии, собранному за последние годы, и посмотрим, что можно из него извлечь для выяснения вопроса о распространении оледенений и стратиграфии ледниковых отложений.

Исследования Б. А. Можаровского в верховьях р. Прони (53) дали указание на присутствие всюду двух горизонтов моренных толщ, отличающихся друг от друга литологически. На поверхности верхней морены

¹ Стратиграфическое положение торфяника в разрезе у с. Микулина не вполне ясно, но все же перекрытие его, хотя бы флювиогляциальными и зандровыми отложениями вюрма, можно считать несомненным (см. по этому поводу работу А. К. Костюкевич-Тизенгаузена (29) и Труды II Международной Конференции АИЧПЕ (в. IV, стр. 28).

² По вопросу о Лихвине см. работы В. С. Доктуровского (15) и А. И. Москвитина (54). Спорность одинцовского разреза подчеркивается в трудах II Международной Конференции АИЧПЕ (в. IV, стр. 29).

залегает лёсс до 10—12 м мощностью, отделенный от нее прослоем ископаемой почвы. Выделяемые автором в толще лёсса три горизонта отнюдь не являются горизонтами стратиграфическими, а обусловлены лишь действием подземных вод. Точно так же нельзя согласиться с Б. А. Можаровским, как это мы увидим ниже, в вопросе о существовании двух горизонтов морен в районе г. Чаусы.

Проводивший десятиверстную геологическую съемку в северо-восточной четверти 29-го листа М. М. Жуков также насчитывает два ледниковых комплекса, причем граница распространения нижнего из них проходит южнее Могилева, Сухари и Дрибина (33).

Интересно с этими данными сопоставить выводы А. М. Жирмунского по соседнему 44-му листу (22, 24), где он находит следы, надо думать, тех же двух оледенений, причем граница верхнего из них, вюрмского, проводится через Спас-Демянское, южнее Рославля и Шумячи, т. е. должна совпасть с границей нижнего оледенения 29-го листа по М. М. Жукову.

Указания на существование перерыва в отложении верхней морены и покрывающей ее лёссовой толщи имеются и у М. М. Жукова и у Я. Н. Афанасьева (4), что следовательно заставляет отнести образование последней к более позднему времени, нежели последнее оледенение данной местности.

Отсюда, если принимать лёсс за вюрмский, как это делает Г. Ф. Мирчинк, придется говорить о рисском возрасте верхней морены в районе распространения лёсса и, следовательно, о трехкратном оледенении Белоруссии. Однако последнее обстоятельство не подтверждается фактическим материалом.¹ Указания Я. Н. Афанасьева на присутствие трех морен в обнажениях по Западной Двине у Витебска (4) опровергаются позднейшими исследованиям А. М. Жирмунского (25), Н. Е. Ковалева (27) и Л. Ф. Люнгерсгаузена (38), нашедших всюду в северной Белоруссии следы только двух оледенений. Пытался доказать существование трех морен в Минском округе Б. К. Терлецкий (68), но его доказательства, как справедливо замечает Л. Ф. Люнгерсгаузен, недостаточно убедительны: из 24 описанных им скважин только в пяти „средняя морена“ отделяется от верхней прослоем флювиогляциальных песков мощностью не свыше 2 м. Наконец, подобного рода положение было высказано уже давно Гедройцем (10), который также насчитывал в исследованной им области до трех морен, что еще тогда вызывало возражения со стороны Н. И. Криштафовича, отмечавшего необоснованность выделения третьей морены фактическим материалом (31). Исследованиями Г. Ф. Мирчинка и Т. М. Микулиной в западной половине 29-го листа (43, 49) три горизонта морен нигде не обнаружены, и поэтому мы вправе сопоставить виденные ими на р. Березине и р. Свислочи два моренных горизонта с двумя оледенениями северной Белоруссии, т. е. относить их к риссу и вюрму.

¹ Нельзя не отметить, что севернее Белоруссии, в Северо-Западном крае существование миндельского оледенения также является очень спорным.

Точно так же и многочисленные буровые скважины, собранные А. М. Жирмунским и частично им уже опубликованные (18, 31), не дают достаточных оснований для выделения трех горизонтов морен. Все скважины, которыми было пройдено более двух пластов валунных глин, расположены в областях с конечноморенным ландшафтом, где легко могли быть небольшие колебания края ледника. Такую картину дает, например, буровая скважина в г. Дубровна (из неопубликованных материалов А. М. Жирмунского), где пройдено не менее пяти горизонтов красных валунных глин, разделенных песками. Некоторые прослои песков оказались водоносными, но при откачке запасы воды быстро истощились, что свидетельствует о залегании песков в виде линз, заключенных в морене. Скважина достигла глубины около 85 м, но до конца моренной толщи, повидимому, не дошла. Так как г. Дубровна находится на берегу Днепра и в непосредственной близости к оршанским конечным моренам, то надо думать, что здесь языки вюрмского ледника неоднократно спускались в долину Днепра и дали столь сложную картину переслаивания морены с песками.

То же самое можно видеть в скважинах Могилева (см. разрезы), на ст. Осиповичи, где ни одним из исследователей не признается более двух оледенений, но где скважинами, при общей мощности ледниковых отложений в 105 м, пройдено не менее трех горизонтов морен, и в ряде других пунктов.

Напротив, существование двух обособленных моренных горизонтов для северной и средней Белоруссии можно считать бесспорным. Это доказывается и многочисленными буровыми скважинами и обнажениями, где имеются два горизонта морен, разделенные большей частью значительной толщей песков,¹ а иногда и типичными межледниковыми отложениями,² и различием в литологическом составе верхней и нижней морен. Последнее обстоятельство отмечается в работах большинства исследователей: А. М. Жирмунским для 44-го и 28-го листов десятиверстки (22, 24, 25), М. М. Жуковым (26) и Б. А. Можаровским (53) для северо-восточной четверти 29-го листа, Б. К. Терлецким для Минского округа (68), наконец, Л. Ф. Люнгерсгаузенom для всего Приднепровья (38). Всюду верхняя морена представлена красно-бурыми разностями, а нижняя — серыми, реже — темнобурыми. Данные буровых скважин нисколько не противоречат этому; так, в северо-западной четверти 29-го листа, в Борисове, верхняя морена красная, а нижняя, залегающая на глубине 70 м от поверхности — бурая, в м. Тетерино Бельничского района верхняя морена „красная твердая глина с гравием и камнем“, мощностью 27.70 м с несколькими прослоями гравия и песка и нижняя, отделенная от первой слоем 5.90 м водоносного гравия — „синяя глина с песком и камнем“, мощностью 6.70 м.

¹ В буровых скважинах Борисова мощность межморенных песков доходит до 40 м.

² Межледниковые отложения, зажатые между двумя моренами, встречены в обнажениях по Западной Двине и Каспле (см. А. М. Жирмунский, 25, стр. 13—22), а также в скважинах на ст. Лосьвида и у Смоленска.

Вопрос о возрасте этих двух оледенений больших споров не вызывает: верхняя морена северной Белоруссии всеми авторами относится к вюрму, а нижняя, следовательно, должна относиться к риссу. Это, конечно, налагает известные обязательства в отношении синхронизации наших оледенений с соответствующими альпийскими, что далеко не является бесспорным. Но мне кажется, сохранение у нас альпийской терминологии, как наиболее распространенной, надо признать все же желательным, чтобы иметь возможность сопоставить результаты наших работ с работами в других странах.

И. И. Родионов, проводивший исследования на площади Минского и Слуцкого планшетов пятиверстки (61), также обратил внимание на литологическое различие верхней и нижней морен. А так как в южной части Слуцкого планшета сохраняется только одна морена, что доказывалось автором на основании многочисленных скважин, и эта морена литологически не отличается от верхней морены на севере, то он и отнес ее к вюрму, а следовательно вслед за Б. Л. Личковым (36) и Д. Н. Соболевым (64, 65) признал вюрмский возраст Полесского ледникового языка.

Таким образом из всего вышеизложенного ясно видно, что для северной Белоруссии схема Г. Ф. Мирчинка не подтверждается полностью фактическим материалом. Для южной Белоруссии, как мы сейчас увидим, она также нуждается в некоторых поправках.

Уже С. С. Маляревич вынужден был признать, что в исследованной им в 1931 г. части юго-западной четверти 29-го листа (42) нижняя морена, если она и существует, то находится ниже уровня поверхностных вод и в обнажениях не видна.

Артаев, Булыга и Тараймович, проводившие летом 1932 г. пятиверстную геологическую съемку на территории планшета N—36—XVI (Речица — Гомель), основываясь на достаточно детальных полевых наблюдениях и на густой сети заложенных ими же буровых скважин, пришли к заключению о распространении там только одного горизонта морены, всюду представленного красно-бурыми валунными суглинками. В разрезе по Днепру у Речицы, на который опирался Г. Ф. Мирчинк при проведении границы миндельского оледенения (48), но значение которого уже а priori отрицалось Д. Н. Соболевым (65), они не сочли возможным выделить два обособленных моренных горизонта (65).¹

Севернее, в юго-западной четверти планшета N—36—XIII (Жлобин) В. И. Маевскому также удалось найти следы только одного оледенения, хотя в его распоряжении был богатый материал по буровым скважинам.

Наконец, в северо-западной четверти того же планшета, по правобережью Днепра, севернее Рогачева, Белорусской Академией Наук велись исследования на мел. В буровых скважинах, любезно предоставленных

¹ Результаты работ Артаева, Булыги, Тараймовича, Маевского и других сотрудников Белорусской Академии Наук пока еще нигде не опубликованы. Приводимые мною здесь сведения почерпнуты из личных разговоров с указанными лицами.

в мое распоряжение руководителем работ А. О. Круковским, можно выделить лишь один горизонт морены, под которым лежат флювиогляциальные пески и ниже мел (см. приложенный к настоящей работе разрез по Днепру).

Несколько противоречат этим данным буровые скважины Рогачева (А. М. Жирмунский, 21, стр. 343—352, скв. №№ 96—102), так как некоторыми из них (скв. №№ 98, 99 и 102) пройдены две толщи морен. Это следует объяснять колебаниями ледникового края при прохождении границы ледника через Рогачев, тем более, что расщепление морены на два горизонта наблюдалось в обнажениях по Днепру у Рогачева П. Я. Армашевским (2).

Таким образом мы должны прийти к заключению, что к югу от планшета N—36—X развит только один горизонт морены. Теперь обратимся к изучению стратиграфии ледниковых отложений в нашем районе, так как только после рассмотрения всех особенностей их можно будет сделать определенные выводы по интересующему нас вопросу о распространении и возрасте оледенений.¹

В западной половине планшета N—36—X покров четвертичных отложений распространен повсеместно, достигает мощности 30—50 м, причем доминирующую роль играют образования ледниковые; коренные породы дают лишь отдельные, изолированные выходы, разделенные участками с развитием мощной толщи четвертичных осадков, что при общем равнинном характере современного рельефа свидетельствует о значительных неровностях рельефа древнего, доледникового. В последнем обстоятельстве многие авторы склонны видеть проявление дислокаций.² Не говоря уже о том, что многие „коренные выходы“ на деле оказались лишь валунами коренных пород в ледниковых отложениях (подробнее об этом см. ниже), и для остальных, не вызывающих сомнения неровностей доледникового рельефа, при современном состоянии знаний, правильнее принять эрозионное происхождение, так как фактов, подтверждающих существование дислокаций, мы пока не имеем.

Комплекс ледниковых образований в нашем районе начинается с флювиогляциальных отложений, подстилающих нижнюю морену (Q_2^r *agl. inf.*).³ Таковые с несомненностью констатированы только в некоторых скважинах Могилева. Они представлены серыми и желтовато-белыми разнородными песками, содержащими валуны кристаллических пород, прослой гравия и линзы серых тонкослойных известковых глин, общей мощностью до 27 м. Кровля этой свиты имеет абсолютные отметки 132—133 м, следовательно лежит ниже уровня Днепра (134 м у Могилева, по И. И.

¹ Более подробное описание западной половины планшета N—36—X можно найти в отчетной работе автора за 1932 г. (63).

² См. работы П. А. Тутковского (69), Ф. В. Люнгерсгаузена (39), И. И. Родионова (61).

³ В настоящей работе я буду придерживаться подразделения четвертичного времени на три эпохи: постплиоцен (Q_1), плейстоцен (Q_2) и холоден (Q_3), предложенные Э. Огом и принятые у нас А. М. Жирмунским (20).

Жилинскому, 17). О широком распространении подморенных песков свидетельствует присутствие в них водоносного горизонта, отмеченного как в вышеуказанных скважинах Могилева, так и севернее нашего планшета: на ст. Лотва, в м. Тетерино и др.

Нижняя морена ($Q_2^r m$) отличается своим стратиграфическим и гипсометрическим положением, а также петрографическим составом. Однако ни один из этих признаков в отдельности не может быть признан решающим при ее определении. Стратиграфическое положение в разрезе ниже верхней морены, как мы уже видели, в каждом отдельном случае легко объяснить местными колебаниями края ледника, точно так же и соприкосание с подстилающими коренными породами могло возникнуть вследствие размыва нижней морены в данном месте. Определенным критерием могут служить межледниковые отложения, когда они лежат между двумя горизонтами морен, но они в районе исследований в разрезах нигде не наблюдались.

Более низкая абсолютная высота залегания нижней морены по сравнению с верхней тоже не всегда применима для распознавания первой, так как не всегда достаточно ясны доледниковые формы рельефа.

По петрографическому составу нижняя морена представлена большей частью серыми валунными мергелями и глинами и отличается значительно большей карбонатностью, по сравнению с верхней. Но так как, с одной стороны, некоторыми буровыми скважинами отмечены красно-бурые разности нижней валунной толщи, а с другой, как уже упоминалось, и в верхней морене встречаются включения серых валунных мергелей, то и этот признак не может считаться бесспорным. Сведений о составе валунов в нижней морене у нас пока нет, но если учесть данные Мильтерса по Смоленску и Минску (91), где им найдены валуны шведских, аландских и балтийских пород (см. также В. Н. Чирвинского, 92) и учесть притом отсутствие этих пород в верхней морене далее на юг, то можно предположительно отнести находки Мильтерса к нижней морене. Указания А. М. Жирмунского (22, 24) на значительно большее содержание валунов местных пород в нижней морене по сравнению с верхней в нашем районе не подтвердились, что может быть объясняется редкостью имеющих обнажений. Известные в литературе материалы по механическим анализам морены (А. М. Жирмунский, 24, В. Н. Чирвинский, 72, 73) вовсе не дают оснований для различия моренных горизонтов.

Следовательно, только при совокупности всех перечисленных признаков можно с уверенностью выделять нижнюю морену. В нашем районе она обнаружена многочисленными скважинами Могилева, мощность ее колеблется от 6 до 10 м, абсолютные отметки кровли от 129 до 140 м на правом берегу Днепра и 118 м на левом берегу, в пределах, вероятно, древней днепровской долины, что таким образом должно свидетельствовать о доледниковом возрасте последней. В окрестностях Могилева имеются также выходы нижней морены на поверхность (табл. I, фиг. 1), отмечавшиеся еще П. Я. Армашевским (2) и М. М. Жуковым (26).

К северу от Могилева, в д. Софийск, буровая скважина встретила серую глину с мелкими валунами ($Q_2^r m$) на глубине 39 м (А. М. Жирмунский, 21, стр. 290, скв. № 40).

Таким образом в северо-западной части нашего планшета, существование нижней морены можно считать бесспорным. В северо-восточной части дело обстоит несколько иначе, там можно предполагать наличие нижней морены только в обнажениях у д. Авхимки и у д. Хильковичи. В обоих случаях под красно-бурым валунным суглинком ($Q_2^w m$) лежат пески ($Q_2^w fgl. inf. + Q_2^r fgl. sup.$) и ниже серая валунная глина ($Q_2^r m$).

Проводить границу распространения двух морен, пользуясь данными этих двух обнажений все-таки нельзя, так как они легко могли возникнуть и вследствие местных колебаний ледникового края. Литологические различия верхней и нижней морен являются серьезным аргументом против такого допущения, но все же возможны, как уже указывалось, и внутри одного стратиграфического моренного горизонта. В литературе единого мнения о границе оледенений также нет: в то время как М. М. Жуков проводит южную границу распространения нижней морены значительно севернее (см. выше, 26), Б. А. Можаровский находит следы двух оледенений и южнее, в районе г. Чаусы (53). Правда, доводы последнего мне не кажутся убедительными: данные буровых скважин, на которые он ссылается, не позволяют делать подобных выводов. Крайнее непостоянство и нередко выклинивание песков, лежащих между двумя прослоями морен, полное отсутствие в них воды, литологическое сходство обоих моренных горизонтов (представлены красными валунными глинами и суглинками), все это совершенно определенно говорит за то, что мы имеем дело лишь с линзами песчаных отложений внутри одной моренной толщи. Аналогичный пример дают скважины Могилева, в которых верхняя морена также, по большей части, расщепляется на два и даже три горизонта (см. разрезы).

Таким образом южная граница распространения двух морен проходит где-то севернее г. Чаусы, но совпадает ли она с границей, проводимой М. М. Жуковым, или идет южнее, захватывая указанные выше обнажения, при настоящем состоянии знаний, сказать трудно, для этого нужны более детальные исследования и, прежде всего, достаточно густая сеть буровых скважин.

Вопрос же о том, которая из двух морен северной части нашего планшета продолжается на юг, разрешается довольно просто: достаточно сказать, что к югу от линии Могилев—Авхимки нигде не встречаются моренные образования, которые можно было бы в литологическом, стратиграфическом и гипсометрическом отношении сопоставить с нижней мореной окрестностей Могилева. Возраст последней может быть определен путем параллелизации наших двух морен с двумя моренами северной Белоруссии, что тем легче сделать, что сходство будет не только в признаках стратиграфических, но и в петрографических и гипсометрических. Таким образом рижский возраст нижней морены не подлежит сомнению.

Отложения, подстилающие верхнюю морену (Q_2^w *fgl. inf.*) и следовательно в области развития нижней являющиеся межморенными (Q_2^w *fgl. inf.* + Q_2^r *fgl. sup.*), в нашем районе отличаются значительным постоянством литологического состава и довольно хорошо выдерживаются в горизонтальном направлении. Почти везде эта толща представлена светлосерыми или белыми, реже светложелтыми, мелкозернистыми песками без гальки и валунов, иногда содержащими прослой крупнозернистого песка и гравия. В большинстве обнажений в песках наблюдается отчетливая косая слоистость (табл. I, фиг. 2, табл. II, фиг. 1). Нередко им подчинены линзы пластичных глин, иногда достигающие большой мощности (до 3—4 м).

В Могилеве межморенная свита имеет мощность от 5 до 29 м и сложена большей частью белыми, реже желтыми песками разной крупности зерна, содержащими линзы серых или синих тонкослоистых глин, приуроченных чаще всего к поверхности нижней морены. В Быхове, где отложения, подстилающие верхнюю морену, являются нижним членом четвертичной толщи, мощность их доходит до 34 м, причем верхние горизонты сложены безвалунными, большей частью мелкозернистыми песками (Q_2^w *fgl. inf.*), а нижние крупнозернистыми гравийными песками с галькой и валунами, очевидно отвечающими нижней морене Могилева (Q_2^r *fgl.*). Небезынтересно отметить, что две новые скважины в Быхове на ацетоновом заводе, как раз на границе между этими двумя горизонтами, встретили прослой черного суглинка, возможно являющегося ископаемой почвой рисс-вюрма. Скважины в поселке Ветринка (И. Ф. Валодзька, 7, скв. № 40) и на ст. Тошица (из неопубликованных материалов А. М. Жирмунского) также позволяют выделять в подморенной свите оба вышеуказанных горизонта.

Благодаря повсеместному распространению, песчаные образования, подстилающие верхнюю морену, играют большую роль и в гидрогеологическом отношении: им подчинен наиболее важный водоносный горизонт нашего района, которым пользуются почти все срубовые колодцы и большинство буровых скважин и который питает многочисленные источники по долинам рек.

Наконец, заканчивая описание отложений, лежащих под верхней мореной, я должен остановиться на вопросе о возрасте и генезисе их. Как уже упоминалось, породы, которые можно было бы принять за межледниковые, в нашем районе в разрезах не встречены. Все палеонтологические данные исчерпываются находкой *Planorbis* в обнажении у д. Петуховка на р. Проне, в светлосером мелкозернистом песке, лежащем под красnobурым валунным суглинком, на глубине 1.35 м от подошвы последнего. Это брюхоногое могло, конечно, жить и во время отложения флювиогляциальных песков и никаких указаний ни на возраст, ни на генезис их не дает.

Однако, самый факт повсеместного развития довольно мощной однообразной толщи безвалунных мелкозернистых, большей частью косослои-

стых песков заставляет считать их зандровыми образованиями. То, что эта толща в своем распространении, повидимому, не связана с границами нижней морены, дает некоторые основания отнести ее ко времени наступления вюрма, т. е. считать отложениями плоских потоков, вытекающих из-под наступавшего вюрмского ледника. В некоторых случаях эти потоки могли устремляться во впадины доледникового рельефа, превратившиеся, таким образом в озера, где накапливался более мелкозернистый материал, давший начало залежам глины. Периодический принос более грубого материала талыми ледниковыми водами привел к образованию ленточных глин, которые затем при дальнейшем наступлении ледника перекрывались песками и, наконец, мореной.

Предположение о вюрмском возрасте этих зандров подтверждается также тем, что подобные серовато-белые мелкозернистые пески под мореной прослеживаются далее на юг, далеко от границ нижнего оледенения.

С рисской мореной мы можем смело сопоставить нижние горизонты песков в южной части нашего района, богатые валунным материалом, и видеть в них флювиогляциальные, отчасти может быть зандровые, отложения, широкое развитие которых непосредственно к югу, от линии предельных конечных морен рисса, более чем вероятно.

В северной части, где должны были проходить конечные морены рисского оледенения, соответствующих флювиогляциальных отложений могло и не быть, но все же предположительно можно отнести к рисскому времени глины, лежащие на поверхности нижней морены и представляющие, вероятно, осадки ледниковых озер, присутствия которых в области конечноморенного ландшафта легко можно ожидать. Что касается песков, то рисский возраст нижних горизонтов их, конечно, возможен, но данных для решения этого вопроса у нас пока нет.

Верхняя вюрмская морена (Q_2^{wm}) представлена красно-бурыми валунными суглинками, реже глинами и мергелями. Местами содержит включения серых и желто-бурых валунных глин. Распространена на всей исследованной площади за исключением лишь речных долин, где она очевидно уничтожена последующей эрозией. От нижней морены резко отличается: 1) своим гипсометрическим положением: во всех известных обнажениях лежит значительно выше уровня поверхностных вод; 2) своим стратиграфическим положением над типичной толщей межморенных песков и в области развития нижней морены над последней и, наконец, 3) своим петрографическим составом; по большей части, это красно-бурые валунные суглинки, причем серые и желто-бурые разности встречаются только в виде включений в общей массе морены красно-бурого цвета и никогда не превышают 20—25 м в горизонтальном направлении.

Нередко верхняя морена содержит прослои и линзы песков, реже гравия до 17 м мощностью (Могилев, скв. № 8). В таких случаях встает вопрос о правильности отнесения нижних моренных прослоев именно к верхней морене. Это сделано мною на следующих основаниях: 1) лито-

логическое сходство с верхней мореной; 2) залегание межморенного водоносного горизонта всегда под ними и 3) наблюдающаяся при сопоставлении соседних скважин связь с верхней мореной в горизонтальном направлении. Но тогда встает вопрос о правильности определения рисской морены в обнажениях у Могилева. Действительно, такое определение приходится делать базируясь лишь на литологических признаках. Мощность сплошной толщи верхней морены у Могилева доходит до 38 м (скв. № 5), а вместе с нижележащими прослоями песков и морены до 42 м; она залегает, как видно из разрезов, очень неровным слоем, причем в некоторых случаях ее подошва находится и ниже уровня Днепра (А. М. Жирмунский, 21, стр. 258, скв. № 1).

Верхняя морена встречается в большинстве обнажений, разбросанных по всему району. Средняя ее мощность от 3 до 10 м. Обычно она залегает значительно выше уровня поверхностных вод. На склонах речных долин, в пределах верхних надпойменных террас морена нередко вовсе выклинивается, замещаясь в горизонтальном направлении песками (Q_2^{w} *fgl. sup.*).

Надо сказать, что в нашем районе верхняя морена содержит сравнительно мало валунов, причем практика кирпичных заводов показала следующее: верхние горизонты морены обычно обеднены валунами кристаллических пород и вовсе лишены известняковой гальки, почему глинистые разности их часто эксплуатируются для производства кирпича (Могилев, Чаусы). Это объясняется как последующим разрушением валунов, в первую очередь известняковых, так и скоплением крупного обломочного материала, главным образом в нижних слоях массы льда.

По составу валуны, содержащиеся в верхней морене, по большей части относятся к гранитам, серым или красным, и гнейсам. Значительно реже попадаются кварциты, зеленокаменные породы. Валуны местных пород, девонские и меловые, местами преобладают над кристаллическими породами (ряд обнажений по Проне и Сожу), но в большинстве случаев отсутствуют вовсе.

Изучением валунов в нашем районе никто не занимался, за исключением лишь двух пунктов: м. Пропойск и ст. Свенскопольская, где сбор валунов был произведен В. Н. Чирвинским (73). Из руководящих валунов им были найдены: выборгское раппакиви в Пропойске — 47 образцов, в Свенскопольской — 27, гохла́ндский кварцевый порфир — 27 и 27, уралитовый порфирит из Тавастгуса 7 и 4, аландские породы только в Пропойске — 1 экземпляр; балтийские и скандинавские породы вовсе не обнаружены. Такой состав руководящих валунов говорит о приходе к нам ледника, отложившего верхнюю морену, из Финляндии, т. е. с севера.

К сожалению, я не располагаю механическими и химическими анализами морен, которые могли бы сыграть решающую роль при выяснении их взаимоотношений, а также помогли бы и в разрешении вопроса о происхождении вышеупомянутых включений серого цвета, отличающихся

большей плотностью и глинистостью. Несостоятельность взглядов П. Я. Армашевского, считавшего красно-бурю морену за вторичное образование, нами уже разбиралась. М. М. Жуков (26) и А. И. Москвитин (55), напротив, связывают появление серой и желто-бурой окраски с последующими процессами оглеения под воздействием грунтовых вод. В некоторых случаях это может быть верно, но объяснить таким образом все известные нам явления нельзя. Ровная серая, зеленоватая, синеватая или реже желто-бурая окраска включений, отсутствие приуроченности к понижениям рельефа, иногда большая мощность (в обнажении у д. Сталки на р. Ресте до 10 м) и, наконец, наблюдающееся местами перекрывание серой морены красно-бурой (например в Могилеве, в скважине № 3), все это требует иного объяснения. Невольно хочется сопоставить эти серые валунные глины с серыми валунными мергелями и глинами нижней морены, внешне чрезвычайно сходными, и считать их отторженцами последней. Присутствие таких отторженцев в нашем районе тем более вероятно, что здесь проходила граница первого оледенения, были конечные морены, которые при продвижении второго ледника неминуемо должны были быть разрушены.¹

Наконец, некоторые включения серых валунных мергелей могли возникнуть при захвате и переработке ледником меловых отторженцев (см. Г. Ф. Мирчинк, 46). Так, в д. Сталки серый валунный мергель, залегающий линзой в красно-буром суглинке, настолько обогащен известью, что заменяет местным жителям мел и употребляется для беления стен и как удобрение.

Очень часто, как мы видели, в толще валунных суглинков заключены линзы и прослои песка и гравия самых разнообразных размеров, от 1—2 см до десятка и более метров в поперечнике. Они обязаны своим возникновением по большей части внутриледниковым потокам, некоторые же самые крупные, вероятно, связаны с колебаниями ледникового края. Приуроченность их главным образом к речным долинам легко объясняется тем, что сюда и в ледниковое время направлялась основная масса талых вод.

Чрезвычайно интересные образования связаны с верхней мореной в районе Пропойска. Здесь на площади около 15 км² распространены довольно высокие, до 30 м, холмы, обладающие пологими, задернованными склонами. Вершины их сложены девонским известняком, сильно выветрелым, трещиноватым, с неясной слоистостью, насколько можно судить, горизонтальной. В понижениях между холмами лежат пески и моренные суглинки, несомненно четвертичные.

Эти холмы были отмечены еще П. Я. Армашевским, который принял их за коренные выходы девона (7). Позднее Е. В. Оппок (59) высказался за некоренное залегание известняков, о том же свидетельствуют

¹ На присутствие валунов риской морены в морене вюрмской указывает И. В. Даниловский для бассейна р. Ловати (14, стр. 57).

данные Н. Ф. Блюдоху, видевшего меловые отложения в ряде пунктов по Проне и Сожу — у м. Пропойск, севернее и южнее его (5), лежащие гораздо ниже гипсометрически.

Наши исследования показали, что в обнажениях у Пропойска морена нередко содержит линзы и прослои красно-фиолетовых и зеленовато-голубых плотных глин (табл. II, фиг. 2), а также валуны известняка до 2—3 м диаметром. Эти глины, которые, как указывает Н. Ф. Блюдоху, иногда переслаиваются с известняком, тоже носят девонский облик. Местами они достигают большой мощности, до 12 м, и эксплуатируются для приготовления изразцов.

Условия залегания девона в виде отдельных холмов, значительная разрушенность известняков, отсутствие известняковых валунов далее к югу, несомненная связь большинства залежей глин с мореной и, наконец, большая мощность четвертичных отложений в обнажениях, достигающая 40 м, все это, вместе взятое, заставляет считать указанные выходы отторженцами девона, принесенными с севера. За это же говорит: близость коренного мела на юге (д. Рудня, м. Гайшин), выходы мела у Пропойска на дне Сожа и севернее у д. Красная Слобода и некоторые указания местных жителей на распространение последнего даже в районе развития известняков (колодезь у д. Шеломы в понижении между известняковыми холмами достиг мела на глубине 14 м).

К западу от д. Шеломы по направлению к д. Кульшичи холмистость продолжается, но никаких следов известняка мы уже не находим; холмы сложены исключительно валунными песками и суглинками с чрезвычайно многочисленными валунами кристаллических пород.¹ Высота холмов доходит до 34 м (у д. Кульшичи), причем большинство их вытянуто в направлении с северо-востока на юго-запад. Все они имеют пологие задернованные склоны, большей частью запаханы. Западнее д. Кульшичи холмы продолжают еще на протяжении 5 км и затем внезапно обрываются. Здесь на их склонах встречается очень много гальки кремневой и известняковой, местами даже преобладающей над галькой кристаллических пород. Наконец, и к востоку, между д. Шеломы и м. Пропойск, где, как мы видели, распространены известняки, на поверхности в изобилии попадают валуны и гальки кристаллических пород.

В обнажениях по Сожу и Проне у Пропойска в толще морены также заключено гораздо больше валунов, чем в других пунктах. Словом, все свидетельствует о том, что между д. Кульшичи и м. Пропойск проходит конечноморенная гряда, уже в значительной степени сnivelированная последующими эрозионными процессами. К ней же в районе Пропойска приурочены крупные валуны девонских известняков и глин, сохранившиеся вследствие своей большей устойчивости в виде холмов. С севера указанная

¹ Несомненно значительная часть валунов собрана и использована в дорожном строительстве. Но и теперь еще на полях попадают валуны гранита до 2 м в поперечнике (д. Шеломы).

гряда граничит с обширными непроходимыми болотами долины р. Ухлясти и Кульшицкими, возникшими на месте древних ледниковых озер. Таким образом болота являются остатками того же, некогда существовавшего здесь, обширного конечноморенного комплекса.

В бассейне самого Днепра мы нигде не находим следов конечных морен, которые можно было бы сопоставлять с пропойскими. Но, судя по распространению болот (Тощицкие, болота по р. Езве), их следует искать южнее, на площади планшета N—36—XIII. Косвенные указания на это дают извилистость Днепровской долины между новым Быховым и Рогачевым, большая мощность четвертичных отложений (до 50 м) и наблюдавшиеся случаи переслаивания морены с песками в Рогачеве.

Далее на запад конечные морены отмечались на р. Друти у д. Проточна (С. С. Маляревич, 42), у ст. Осиповичи (С. С. Маляревич, 40) и по линии м. Старые дороги — д. Таль — м. Погост, к югу от Слуцка (И. И. Родионов, 61). Восточнее Пропойска конечные морены известны в 44-м листе, у м. Шумячи, южнее Рославля и у Спасо-Демянска (А. М. Жирмунский, 22, 24). Этот конечноморенный пояс (полесская стадия Д. Н. Соболева, 65, пояс Варта—Вычегда С. А. Яковлева, 96) многими исследователями считается границей вюрмского оледенения (А. М. Жирмунский, Д. Н. Соболев), с чем, однако, согласиться трудно. В нашем районе всякие следы нижней морены исчезают значительно дальше к северу, а верхняя, совершенно не изменяясь, продолжается и за линию пропойских конечных морен, почему я принимаю этот пояс соответствующим одной из стадий отступления вюрмского оледенения.

Чрезвычайно интересно, что с указанным конечноморенным поясом совпадает полоса развития крупных отторженцев местных пород, захваченных и перенесенных ледником. Сюда, помимо уже описанного пропойского девона, относятся совершенно аналогичные образования м. Кричева на р. Соже, представленные тоже девонскими известняками и глинами (П. Я. Армашевский, 1, Н. Е. Ковалев, 28). Их некоренное залегание доказано буровой скважиной, обнаружившей под девоном четвертичные отложения.¹ Западнее, С. С. Маляревичем описан мел и палеоген у д. Костричская Слобода, севернее Бобруйска, в резко нарушенном залегании (42). Т. М. Микулина указывает на крупные валуны меловых пород в д. Киселевичи, Горбачевичи и Городок к востоку от Бобруйска (43). Выходы девона на ст. Дараганово тоже, как сейчас уже доказано, не являются коренными (см. Б. К. Терлецкий, 67; С. С. Маляревич, 41; Н. Е. Ковалев, 28). У м. Погост и д. Быково к югу от Слуцка мел, по данным Н. Е. Ковалева, также не может считаться коренным (28). Совпадение находок всех этих отторженцев с конечноморенным поясом вполне понятно: захваченные льдами громадные глыбы местных пород переносились и отлагались на краю ледника вместе с прочим моренным материалом.

¹ По устному сообщению главного инженера Белорусского Геолого-Разведочного треста А. М. Розина.

Весьма вероятно в будущем установление нарушенного залегания мела в ряде выходов, тоже почему-то приуроченных к этой же полосе конечных морен, а именно: к северо-востоку от Бобруйска, севернее Рогачева, по Сожу между Гайшиным и Кричевым. Что подобные отторженцы могут достигать очень больших размеров, явствует из наблюдений в Подмосковном крае (В. Г. Хименков, 71, данные о Вышневолоцко-Новоторжском вале). В Белоруссии отторженцы коренных пород встречаются и вне связи с полесскими конечными моренами: кембро-силур в Раваничах, выходы мела в ряде пунктов Дзержинского района и др. Вопрос о их громадном значении в деле изучения стратиграфии и тектоники края поднят Н. Е. Ковалевым (28), и я на нем останавливаться не буду.

У д. Качурина к востоку от Могилева, по левому берегу р. Рудейки поднимается несколько холмов, высотой не более 5—6 м, состоящих из скоплений крупных валунов кристаллических пород, преимущественно гранита, бурого грубозернистого песка, гравия и красно-бурого моренного суглинка. В окрестностях д. Качурина валунов было так много, что добыча их являлась главным промыслом местного населения: в настоящее время они почти все уже исчезли. Если учесть широкое распространение холмистых моренных ландшафтов на севере нашего района, большую мощность отложений вюрма и наблюдавшиеся случаи расщепления верхней морены в скважинах Могилева и Чаусы и, наконец, резкий поворот, делаемый Днепром у Могилева, то можно предположительно говорить о некоторой задержке, испытанной ледником на линии Могилев — Чаусы. Возможно, сюда же относятся конечные морены у д. Бродец на р. Березине (С. С. Малярович, 42) и у д. Репище к югу от Червеня (Т. М. Микулина, 43).

Любопытные образования, предположительно принятые за озы, сильно пострадавшие от последующей эрозии, обнаружены в двух местах: на правом берегу р. Прони у д. Кузьминичи находится холм длиной около 300 м, вытянутый с севера на юг и возвышающийся над уровнем Прони на 30—35 м (табл. III, фиг. 1); он сложен с поверхности крупнозернистым песком с галькой и мелкими валунчиками; с востока подмывается рекой, причем на берегу масса гальки и валунов до 20 см диаметром.

На левом берегу р. Вильи севернее д. Усушек возвышаются три холма округлой формы, причем высота среднего из них доходит до 50—60 м над рекой. Холмы эти вытянуты цепочкой в меридиональном направлении. Сложены с поверхности валунным суглинком незначительной мощности (1.2—1.5 м) и крупнозернистым песком с многочисленной галькой; следует полагать, что эти озы отложены внутриледниковыми потоками согласно теории Филиппа (см. И. В. Даниловский, 13).

Почти повсеместно на исследуемой территории верхняя морена перекрывается песками, большей частью желтыми, безвалунными, среднезернистыми. Мощность их обычно невелика: 1—2 м, но местами, например в Быховском районе, доходит до 7 м. Интересно отметить, что наибольшей

мощности пески достигают на участках, наиболее пониженных, т. е. по краям речных долин, и постепенно утоньшаются, а в северной части района даже вовсе исчезают, по направлению к водоразделам.

Довольно часто в этих песках наблюдаются неправильные прослойки и включения красно-бурых глинистых песков и ортзандов. Слоистости в песках в большинстве обнажений нет, но в некоторых случаях заметна ясная косая слоистость. Иногда нижние горизонты этой свиты сложены красно-бурыми глинистыми песками с галькой, представляющими продукт перемыва морены.

В северо-западной части нашего района, близ Могилева надморенные пески имеют несколько иной характер. Они образуют только линзы и карманы на крайне неровной поверхности морены, не получая повсеместного распространения. По составу отличаются чрезвычайной пестротой: доминируют разнoзернистые пески с валунами и галькой кристаллических пород, но попадаются и хорошо отсортированные мелкозернистые безвалунные разности. Мощность этих песков доходит до 20—22 м (А. М. Жирмунский, 21, стр. 289, 290, скв. №№ 39, 40). Нередко над ними лежат линзы серых, желтых, реже красно-бурых пластичных глин, иногда с песчаными прослойками.

Очевидно мы имеем здесь дело с типичными флювиогляциальными отложениями, отложениями ледниковых потоков, которые наибольшее развитие должны были получить в зонах, где ледник несколько задерживался при отступлении. Впоследствии, когда льды отодвинулись далее к северу, воды, скопившиеся в понижениях ледникового рельефа, дали начало озерам, где отлагались песчано-глинистые (ленточные) и глинистые осадки. Иного объяснения требует генезис песков в других частях нашего района. В известной степени их возникновение можно связать с послеледниковым временем и считать их элювиально-делювиальными продуктами изменения морены. Но повсеместное распространение песков, однообразие литологического состава, отсутствие валунов и гальки заставляют видеть в значительной части их отложения зандровые. Давшие им начало плоские потоки, вытекавшие из-под отступавшего ледника, устремлялись главным образом к наиболее пониженным участкам, т. е. к древним речным долинам. Здесь они отлагали большую часть принесенного материала и одновременно размывали и переотлагали морену. Вдали от края ледника талые воды вовсе не захватывали водораздельных пространств, ограничиваясь лишь узкими полосами вдоль речных долин.

Нельзя забывать, что ко времени отступления вюрмского ледника все отрицательные формы рельефа в нашем районе, все долины оказались погребены под мощным покровом ледниковых образований. Существовавшие до этого речные террасы были перекрыты мореной и уступы их в значительной степени сивелированы. Но сравнение гипсометрических данных и сейчас еще дает указание на присутствие террасы высотой 20—30 м над уровнем рек, отличающейся также более мощным разви-

тием надморенных песков и интенсивным размывом поверхности морены (в некоторых пунктах по Проне и Сожу морена даже вовсе смыта). Провести более или менее точно границу этой террасы с плато невозможно, так как переход совершается крайне постепенно.

Мы вправе сопоставлять нашу террасу с „третьей террасой“ Днепра Б. Л. Личкова (36, 37). Правда, на Украине она достигает высоты 36—40 м, но это не является серьезным препятствием для параллелизации. Все же прочие признаки: присутствие морены, неясность верхней границы, очень большая ширина, измеряемая многими десятками километров, совпадают; у нас, например, на широте Быхова верхняя терраса Днепра сливается с верхней террасой Друти (30 км). Зато верхние террасы рек системы Сожа в нашем районе шириной не более 1—2 км. Многие исследователи склонны видеть в надморенных отложениях третьей террасы образования аллювиальные (Г. Ф. Мирчинк, 48 и др.): это правильно постольку, поскольку они приурочены к долинам; но считать их настоящими речными отложениями все же нельзя.

Из изложенного явствует, что типичные аллювиальные отложения на верхней террасе должны быть под мореной и даже, может быть, под подстилающими ее флювиогляциальными образованиями. Для Украины это доказывается Б. Л. Личковым (36, 37). Данные буровых скважин говорят нам о значительном переуглублении Днепровской долины в прошлом (см. разрезы Могилева). Весьма вероятно сопоставить ее заполнение с наступанием ледников; последующее же новое врезание Днепра уже не достигло старого уровня вследствие вертикальных движений в области Приднепровья (см. Г. Ф. Мирчинк, 52, Б. Л. Личков, 37).

Мне не удалось найти следов террасы, лежавшей еще выше (40—50 м), но ее присутствие на Днепре отмечено Г. Ф. Мирчинком (52), А. И. Москвитиным (55), М. М. Жуковым (26). Вне всякого сомнения границы этой террасы должны быть настолько стерты последующим оледенением, что сейчас их едва ли можно установить (табл. III, фиг. 2).

Современная речная долина, возникшая после ухода вюрмских льдов, начинается с уступа третьей террасы или, где ее нет, — плато. Этот уступ всегда очень резкий и хорошо выражен морфологически (фиг. 6). Лежащая под ним терраса, высотой 10—12 м на Днепре и 5—10 м на прочих, более мелких реках, сложена аллювиальными, почти исключительно песчаными отложениями и соответствует „второй террасе“ Б. Л. Личкова. По Г. Ф. Мирчинку она связана с зандрами следующих к северу за оршанскими конечных морен (48) и следовательно отвечает одной из стадий отступления вюрма.

Наконец, первая или пойменная терраса, от 2.5 до 6 м на Днепре и 1.5—3 м на других реках, по указанию А. М. Жирмунского,¹ может быть разделена на две части: 1) собственно первую террасу, формирование

¹ Доклад А. М. Жирмунского „Четвертичные отложения Белоруссии и Западной области“ на заседании Четвертичного сектора ЦНИГРИ 3 апреля 1933 г.

которой уже закончилось и которая редко заливается в половодье, высотой 5—6 м на Днестре и 2) пойму — область накопления современных осадков. И та и другая состоят из аллювиальных отложений — суглинков, песков и глин.

На поверхности первой террасы Днестра и Сожа встречаются речные дюны разнообразной формы и размеров, достигающие высоты 10 м над уровнем террасы. Вне распространения этих дюн первая терраса отличается чрезвычайно ровным рельефом, нарушаемым лишь присутствием стариц, нередко переходящих в заболоченности.

Вопрос о возрасте всех рассмотренных террас является очень спорным. В настоящей работе я попытаюсь при его разрешении исходить из предпосылки о том, что возраст данной террасы определяется моментом образования ее нижнего уступа. Тогда третья терраса должна быть отнесена к вюрму, так как ее уступ несомненно возник непосредственно после ухода вюрмского ледника, а вторая — к одной из стадий отступления вюрма, может быть к буюльской стадии. Возраст первой террасы, которую А. М. Жирмунский склонен сопоставлять с неовюрмом, остается неясным. Возможно, ее возникновение связано с вертикальными движениями Приднепровья в послеледниковое время.

На водоразделах рассмотренные нами ледниковые образования иногда перекрываются породами, к ледниковым не относящимися. Здесь можно выделить лёссовидные суглинки, более грубые покровные суглинки, делювиальные и болотные отложения.

Таким образом, подводя итоги нашим исследованиям по Могилевскому полупланиету, надо сказать следующее: основной, сделанный в результате работ вывод о прохождении здесь границы распространения нижней рисской морены и продолжении далее на юг верхней, — вюрмской морены находится в резком противоречии с господствующими в настоящее время взглядами. Большинство геологов считает, что на Русской равнине максимальным оледенением было рисское, соответствующее оледенению Заале в Германии и карпатскому в Польше.

Основные доводы, приводимые в подтверждение этого мнения, таковы:

1) Стратиграфическое положение слоев с *Brasenia purpurea*, относимых к рисс-вюрму и лежащих, как уже упоминалось выше, на севере между двумя горизонтами морен, а на юге над мореной максимального оледенения (см. по этому поводу работы Г. Ф. Мирчинка, 50, 51; В. С. Доктуровского, 15, 16; А. М. Жирмунского, 25).

2) Различие характера ландшафтов на севере и на юге. Тогда как на севере преобладают типичные ледниковые ландшафты, на юге оледенение вовсе не нашло отражения в современном рельефе. Надо сказать, что граница между двумя указанными геоморфологическими областями, примерно, совпадает с границей вюрма по Г. Ф. Мирчинку (48).

3) Вклинивание морены Днепровского языка в горизонт лёсса, возраст которого определяется большинством украинских геологов как рисский,

и перекрытие верхней морены средней Белоруссии лёссом, относимым Г. Ф. Мирчинком к вюрму.

4) Некоторые основания считать рисское оледенение максимальным у нас дает то обстоятельство, что оно является максимальным и в Западной Европе.

Однако все эти доводы не могут быть признаны неоспоримыми. Так, слои с *Brasenia purpurea*, положение которых является главным и наиболее сильным аргументом в пользу рисского возраста морены южной России, в тех случаях, когда они лежат выше последней, могут быть предположительно отнесены к интерстадиальным эпохам вюрма. Правда, *Brasenia purpurea* и у нас и в Западной Европе характеризует рисс-вюрмское время (см. Труды II Конференции АИЧПЕ), но нельзя отрицать возможности сохранения этой формы также на время вюрм-бюльсской интерстадиальной эпохи. Этому не противоречит и то, что *Brasenia purpurea* жила в условиях более теплого климата, нежели современный. Флора рогачевского торфяника (см. А. И. Москвитин, 70), вюрм-бюльсский возраст которого, кажется, никто не оспаривает, тоже свидетельствует о климате, несравненно более мягком, чем в настоящее время.

Как указывалось выше, в некоторых ископаемых торфяниках с *Brasenia purpurea*, лежащих на поверхности морены максимального оледенения, например в Потылихе, близ Москвы, В. С. Доктуровскому (16) удалось проследить в вертикальном направлении изменения флоры от холодной к теплолюбивой и затем снова к холодной. А так как мощность торфа здесь всего от 0.6 до 3.8 м. и никаких следов перерыва в отложении не наблюдается, то мы вправе вслед за В. И. Грозовым¹ предположить, что торфяник образовался в течение сравнительно короткого промежутка времени, порядка нескольких тысяч лет. Этот отрезок времени, заключенный между двумя периодами холода, наиболее вероятно сопоставить с интерстадиальной эпохой.² Другие ископаемые торфяники имеют еще меньшую мощность (0.7—2.0 м) и обнаруживают лишь часть того цикла изменения флоры, который прослеживается в Потылихе.

Различие ландшафтов севера и юга в известной степени обусловлено различием в возрасте оледенений. Но вюрмская ледниковая эпоха продолжалась довольно долго, и за то время, пока на севере еще были ледники, на юге ледниковые ландшафты подверглись уже значительной эрозии. Нельзя также забывать еще два обстоятельства. Это, во-первых, непродолжительность существования ледников на границах максимального оледенения, что признается всеми исследованиями и подтверждается также незначительным развитием предельных конечных морен. И во-

¹ Доклад В. И. Грозева „Проблема множественности оледенений в СССР в связи с изучением фауны“, сделанный им в ЦНИГРИ 10 марта 1933 г. Проблемы советской геологии, т. III, вып. 7, 1933.

² Германские палеоботаники склонны считать, что ни один межледниковый период не продолжался свыше 10 000—12 000 лет (см. Г. Гамс, 9).

вторых, возможность при максимальном оледенении свободного стока талых ледниковых вод к Черному морю, выносивших большее количество моренного материала и притом сглаживавших формы ледникового рельефа к югу от границ отступавшего ледника. Когда же ледник отошел за линию балтийско-черноморского водораздела, ледниковые воды оказались лишены свободного стока, в связи с чем сократился вынос моренного материала и был затруднен размыв конечноморенных гряд, представлявших следы предыдущих стадий отступления ледника и лежавших к югу от границы его в данный момент, т. е. ближе к водоразделу.

Связь днепровской морены со вторым сверху горизонтом лёсса до сих пор давала повод считать ее рисской. Однако, теперь в Западной Европе к вюрму относят два лёссовых горизонта, соответствующие двум наступаниям вюрмского ледника и названные „новый“ и „новейший“ (Вюст, Зергель). Слои с *Paludina diluviana* и *Corbicula fluminalis*, раньше считавшиеся гюнц-миндельскими, теперь определяются как миндель-рисские (Кайзер, А. П. Павлов, П. А. Православлев, Д. Н. Соболев). На Украине они покрываются тремя горизонтами лёсса, из которых, следовательно, два верхних должны соответствовать вюрму. Находка в основании верхнего лёсса палеолитической стоянки на р. Удае Прилукского района (В. И. Крокос), относящейся к концу вюрма (мадлен), также заставляет считать вюрмскими два горизонта украинского лёсса.

Возникшее противоречие между вюрмским возрастом морены и новой лёссовой стратиграфией ряд исследователей пытается обойти путем выделения подгоризонтов в верхнем надморенном лёссе. Указания на возможность подобного рода расчленения имеются в работах Б. Л. Личкова (37), В. И. Крокоса (33), Н. П. Флорова (70), Д. Н. Соболева (65). В. В. Резниченко нашел в верхнем лёссе прослои ископаемых почв, соответствующие не только бюльской, но и последующим стадиям вюрма: гшниц и даун (60). Насколько возможно придавать этим прослоям ископаемых почв, наблюдавшимся лишь в отдельных обнажениях, стратиграфическое значение, сказать трудно. Более вероятно, что они обусловлены местными причинами или может быть связаны со стадиями отступления бюльского (неовюрмского) ледника. Такая продолжительная и, как мы только что видели, очень теплая интерстадиальная эпоха, как вюрм-бюльская, должна была сказаться в возникновении мощного и широко-распространенного почвенного слоя, каким может быть только горизонт погребенной почвы, принятый за „верхний“ в старых работах А. И. Набоких (58), В. Д. Ласкарева (34), Н. П. Флорова (70). Отсюда вывод о бюльском возрасте верхнего лёсса, вюрмском среднего и вюрмском же возрасте морены Днепровского языка, вклинивающейся в последний, — вывод, к которому уже давно пришли указанные авторы, но который большинством геологов еще не разделяется.

По аналогии с Украиной белорусский лёсс, представляющий один горизонт, как это устанавливается в работе Л. Ф. Люнгерсгаузена (38), будет бюльским (неовюрмским), подстилающая его и лежащая на морене

ископаемая почва получает вюрм-бюльский возраст, а морена, следовательно, вюрмский.

В пользу определения морены максимального оледенения Европейской части СССР, как вюрмской, можно привести еще ряд оснований.

Просмотр всех работ, касающихся распространения у нас оледенений, создает впечатление о неопределенности границы вюрма. Так, Г. Ф. Мирчинк раньше отождествлял ее с границей Озерной области (45), теперь же, отнеся значительно на юг, проводит через Червень, Оршу и Тверь (48). А. М. Жирмунский (23) и Д. Н. Соболев (65) протягивают вюрм еще дальше на юг, до Слуцка, Осиповичей, Рославля и Москвы. Л. Ф. Люнгерсгаузен в своей работе (38) доказывает, что предельные конечные морены вюрма по Г. Ф. Мирчинку являются лишь стадияльными конечными моренами (неовюрмскими). Границу максимального вюрма он вынужден отодвинуть по Днепру до Речицы, т. е. фактически уже в область одного оледенения.

Разнообразие во мнениях объясняется различными подходами всех этих исследователей. Г. Ф. Мирчинк смотрит с точки зрения геоморфологии; А. М. Жирмунский и Д. Н. Соболев хотят провести границу вюрма, исходя из границы распространения двух морен; Л. Ф. Люнгерсгаузен опирается на одноярусность белорусского лёсса.

Для нас наиболее интересна установка Г. Ф. Мирчинка, который границу вюрма совмещает с южной границей развития ледниковых ландшафтов, но так как эта последняя не совпадает с границей распространения двух морен, то он вынужден прибегнуть к гипотезе миндельского оледенения, предшествовавшего максимальному.

Таким образом из двух оледенений средней Белоруссии он считает максимальным верхнее, и в этой части подобное допущение является более приемлемым, чем схема А. М. Жирмунского и Д. Н. Соболева. Действительно, здесь везде развита одна морена, представленная красно-бурыми валунными суглинками и глинами и лежащая гораздо выше уровня поверхностных вод. Далее на юг она продолжается, несколько не изменяясь литологически и гипсометрически, вплоть до границ распространения Днепровского языка. Под ней в средней Белоруссии обнаруживаются буровыми скважинами, а иногда выходит по берегам рек, у уреза воды другой моренный горизонт, характеризующийся серыми валунными мергелями и глинами, исчезающий дальше к югу. Думать, что именно он переходит в морену максимального оледенения, у нас нет никаких оснований. Для этого пришлось бы предположить внезапное, резкое изменение литологического состава и гипсометрического положения нижней морены, приуроченное как раз к границе распространения верхней.¹

¹ Указанные особенности морен подтверждаются, помимо данных по Могилевскому полуострову, следующим литературным материалом: разрезы по Днепру и Сожу, описанные Г. Ф. Мирчинком (48) и свидетельствующие об однотипности морены на про-

Сопоставлению украинской морены с нижней из двух морен верховьев Днепра мешает и то обстоятельство, что на Украине в основании днепровского аллювия на большой глубине под мореной найден валунный горизонт, очевидно представляющий флювиогляциальные отложения оледенения, предшествовавшего максимальному (В. В. Резниченко и Д. Н. Соболев).

Наконец, по линии окончания вюрмского ледника следует ожидать широкого развития конечноморенных ландшафтов. Отмеченные мною уже выше конечные морены Старые Дороги — Пропойск — Рославль, принимаемые А. М. Жирмунским за предельные для вюрма,¹ слабо выражены морфологически и сохранились лишь местами. По степени сохранности они резко отличаются от более северных конечноморенных гряд. К тому же работы В. Н. Чирвинского по изучению валунов, коснувшиеся этой полосы (73, 74), показали отсутствие различия в составе валунов здесь и в пределах Днепровского языка, что дает известное основание считать их принадлежащими одному и тому же оледенению.

Как уже упоминалось, исследования В. Н. Чирвинского, захватившие, кроме Днепровского языка, ряд пунктов в Белоруссии, Западной и Московской областях, лежащих уже частью в пределах распространения двух морен, везде обнаружили только валуны финско-олонецких пород. Следовательно, оставивший их ледник двигался из Финляндии в направлении с севера на юг, которое должно проследиваться и в более высоких широтах. В Прибалтийском крае такое направление связывается с последним оледенением (юный балтийский поток Хаузена (79), балтийская стадия германских геологов). Отсюда вывод либо об одновременности нашего максимального оледенения с последним оледенением Прибалтики, либо о существовании двух северных потоков льда, отличных по времени (В. Н. Чирвинский, 73, 75).

Описанные Мильтерсом в Минске, Смоленске и м. Глубокое валуны шведских, аландских и балтийских пород в днепровской морене вовсе не встречаются (81). Поэтому, надо предполагать, что в указанные пункты они принесены тем из двух ледников, который не достиг Украины. Если бы это был ледник, последующий за максимальным, то валуны, оставленные им, обязательно должны были встретиться В. Н. Чирвинскому у Старых Дорог, Пропойска, Шумячи, Рославля, в б. Московской и Тверской губерниях. Валуны же, содержащиеся в нижней морене, легко могли быть не обнаружены, тем более, что повидимому В. Н. Чирвинский нигде не наблюдал ее выходов.

странстве между Гомелем и Оршей, состав валунных суглинков Украины и южной Белоруссии (В. Н. Чирвинский, 72, 73) и, наконец, указания на различия морен, имеющиеся почти во всех работах, касающихся районов, где они обе развиты.

¹ Доклад А. М. Жирмунского „Четвертичные отложения в Белоруссии и Западной области“ на заседании Четвертичного сектора ЦНИГРИ 3 апреля 1933 г.

Однако все вышеприводимые доводы еще не могут считаться неоспоримыми: изменения рисской морены на границе распространения вюрмской могут быть вторичными, происшедшими в послевюрмское время, под влиянием атмосферных агентов (окисление железистых соединений, уменьшение карбонатности); слабое развитие конечных морен на границе вюрма можно объяснить непродолжительным пребыванием ледника; распределение ледниковых валунов еще слишком мало изучено, и притом у нас нет вовсе определенных данных о нижней морене.

Несравненно более сильное доказательство дают результаты исследований В. И. Громова.¹ Изученная им четвертичная фауна позвоночных СССР и особенно южной России показала, что вплоть до вюрмского времени арктические формы в ней отсутствуют. После резкого перехода в гюнц-минделе от фауны плиоценового типа к фауне четвертичной развитие последней идет очень постепенно.

Влияние миндельского и рисского оледенений не сказывается вовсе, если не считать смены лесных форм степными, происходящей в минделе и объясняющейся увеличением континентальности климата. Напротив, в вюрме происходит резкое изменение фауны: появляются пришлые арктические элементы, многие формы вымирают, словом все свидетельствует о значительном ухудшении климата. Делаемый на основании этого материала В. И. Громовым вывод о существовании на Русской равнине лишь одной ледниковой эпохи — вюрмской, я не берусь разбирать.

Но сколько бы оледенений всего не было, совершенно ясно, что наибольшее похолодание и наибольшее изменение фауны, особенно в южной России, должны быть приурочены ко времени максимального оледенения, вюрмский возраст которого, таким образом, подтверждается. Предыдущие оледенения, если они и были, то очевидно дальше средней России не заходили и на климате и фауне юга почти не отразились.

О недавности максимального оледенения, как это указывалось В. И. Громовым, свидетельствует также то, что до сих пор птицы при перелетах огибают ледниковые языки (по работам А. Я. Тугаринова).

Наконец, данные палеозологии подтверждаются и распределением палеолитических стоянок (В. И. Громов, 12), доклады Г. А. Бонч-Осмоловского, А. Ф. Гаммерман, С. Н. Замятнина на II Международной Конференции АИЧПЕ (см. Труды Конференции, вып. IV).

Нижний палеолит, до мустье включительно, на Русской равнине представлен слабо и относится возможно к самому концу рисс-вюрмского времени. Уже в мустье сказывается похолодание (Крым: Шайтан-Коба).

Стоянки нижнего ориньяка нигде близко к границе максимального оледенения не подходят, характеризуются арктической фауной и флорой

¹ Доклад В. И. Громова „Проблема множественности оледенений в СССР в связи с изучением фауны“, сделанный в ЦНИГРИ 10 марта 1933 г. (Проблемы советской геологии, т. III, вып. 7, 1933) и его же доклады на II Конференции АИЧПЕ (Труды Конференции, вып. IV, стр. 55).

(вюрм). У нас нижний ориньяк известен только в Крыму (Сюрень 1). Стоянки верхнего ориньяка и солютре продвигаются дальше на север, захватывают Днепровский язык, но до конечноморенных гряд средней России еще не доходят: по времени они, вероятно, соответствуют вюрм-бюльской интерстадиальной эпохе и последовавшему затем новому продвижению льдов бюльской стадии. Фауна этих стоянок отличается уменьшением количества арктических форм, которые частью вымирают, частью отходят на север, вслед за отступающим ледником.

Помимо распределения стоянок максимальность вюрмского оледенения подтверждается также резким переломом в истории человечества между нижним и верхним палеолитом (Г. А. Бонч-Осмоловский, 6). Очевидное несходство инвентаря мустье и ориньяк и соответственно неандертальской и кроманьонской рас, которое издавна объяснялось миграциями, несомненно связано с крупными изменениями внешней среды и стадиальностью в развитии человеческого общества. До вюрма подобный перелом был только один раз, в начале нижнего палеолита, когда осуществилось превращение обезьяны в человека, и этот перелом был несомненно раньше рисса. Таким образом рисское оледенение не сказалось ни на фауне, ни на развитии человека и, следовательно, едва ли можно считать его максимальным.

Теперь обратимся на Запад и посмотрим, как можно согласовать нашу точку зрения с господствующими там взглядами.

В Польше на геологической карте, изданной в 1926 г. (80), выделяются два оледенения. Из них первое — карпатское — было максимальным везде за исключением Волынского Полесья, где наибольшее распространение получает второе, центрально-польское, которому должно соответствовать, по мнению С. Воллосовича, оледенение Украины и которое может быть сопоставлено только с нашим вюрмским оледенением. Правда, в последних работах, как это явствует из доклада Б. Галицкого на II Конференции АИЧПЕ (8), морена Полесья вновь связывается с карпатским оледенением.

К сожалению, я был лишен возможности лично познакомиться с цитируемыми Б. Галицким работами, но некоторые основания оспаривать их выводы дают результаты исследований И. И. Родионова в западной Белоруссии, летом 1932 г. Как мною уже упоминалось, этот геолог пришел к заключению, что максимального распространения в его районе достигает верхняя из двух морен севера, т. е. вюрмская (центрально-польская). При этом он основывался на многочисленных буровых скважинах, свидетельствующих о резких литологических и гипсометрических различиях двух моренных горизонтов. Если И. И. Родионов прав, то значит полесский ледниковый язык относится к вюрму, на что, как известно, у нас указывали Б. Л. Личков (36) и Д. Н. Соболев (65) и что представляет еще один лишний аргумент в пользу вюрмского возраста Днепровского языка.

Некоторые указания на этот счет дает также сравнение террас Вислы и Буга с террасами Днепра, сделанное С. Ленцевичем (35). Третья терраса Днепра им параллелизуется с верхней террасой системы Вислы и в частности Буга. На последнем верхняя, четвертая терраса имеет наклон в обратную сторону, т. е. обращенный к верховьям и свидетельствующий о принадлежности Буга некогда к бассейну Днепра. Она также сложена мореной, но по возрасту считается вюрмской, поскольку связывается с верхней, вюрмской террасой Вислы. Получается несогласие с общепринятым рисским возрастом верхней днепровской террасы, которое, однако, исчезнет при признании вюрмского возраста днепровской морены. Тогда, как это мною и сделано при описании Могилевского полупланишета, образование уступа верхней надпойменной террасы Днепра, несомненно последовавшее за отложением морены, придется отнести к вюрму. Нижние надпойменные террасы Днепра, которых, как мы видели, можно насчитать до двух, великолепно увязываются с нижними надпойменными террасами системы Вислы и вероятно по времени совпадают со стадиями отступления вюрма, хотя, возможно, конечно предполагать их возникновение вне связи с оледенением.

Итак выводы, сделанные мною на основании изучения ледниковых отложений западной половины планшета N—36—X, с одной стороны, и критическая оценка данных, имеющих в литературе по вопросу о распространении оледенений, с другой, все это, вместе взятое, окончательно убеждает меня в вюрмском возрасте максимального оледенения Белоруссии и Украины.

Предшествовавшее рисское оледенение достигло лишь средней России, где его следы, в виде обособленного горизонта донных морен, отличных литологически от вюрмской морены, встречены в ряде пунктов близ Слуцка (И. И. Родионов, 61), у Могилева, в верховьях Прони (Б. А. Можаровский, 53; М. М. Жуков, 26), у Мстиславля, Рославля (А. М. Жирмунский, 20, 22) и далее на восток к Москве (А. Н. Розанов, 62). Южнее выходы нижней морены нигде не наблюдались, не обнаруживается она и буровыми скважинами, и поэтому в настоящее время границу распространения ее условно можно проводить именно через указанные пункты. Следы оледенений более древних, чем рисское, у нас неизвестны, но нахождение их все же следует признать вероятным по аналогии с Польшей и Германией.

В некоторых работах устанавливается существование оледенения, последующего за вюрмским, — неовюрмского по А. М. Жирмунскому (23), бюльского по А. И. Москвитину (55). Это, как будто, подтверждается и соответствующими указаниями польских исследователей (Б. Галицкий, 8). Действительно, как мы уже видели, вюрм-бюльская эпоха отличалась очень теплым климатом и была довольно продолжительна. Но когда встает вопрос о распространении донной морены бюльского ледника, то приходится признать, что данных о ней у нас очень мало. В северной Белорус-

сии донная морена, лежащая над вюрмской, неизвестна (А. М. Жирмунский, 25), и только севернее, в бассейне р. Ловати, И. В. Даниловский (14) наблюдал два горизонта морен (W_1 и W_2). Поэтому в настоящее время правильнее считать бюль за одну из стадий вюрма, наиболее продолжительную и сопровождающуюся, вероятно, некоторым продвижением ледников, успевших значительно отступить за время теплой вюрм-бюльской интерстадиальной эпохи.

Границы бюльской стадии вюрма еще не могут быть окончательно установлены, но во всяком случае, находятся не южнее границы свежих ледниковых ландшафтов.

К собственно вюрму без сомнения относятся только предельные конечные морены днепро-донского пояса и конечные морены Старые Дороги—Рославль (полесская стадия Д. Н. Соболева). Лежащий далее к северу главный конечноморенный пояс (С. А. Яковлев, 76) возможно уже целиком принадлежит к бюльской стадии. С зандровыми полями его связаны одна из надпойменных террас Днепра и лёссовый горизонт средней Белоруссии (см. работы Г. Ф. Мирчинка, 48 и Л. Ф. Люнгерсгаузена, 38).

Вопрос о распространении и границах оледенений, вопрос в сущности теоретический, имеет и большое практическое значение, особенно в Белоруссии, где ледниковые отложения достигают большой мощности и где с ними связаны основные водоносные горизонты. Разрешение гидрогеологических проблем невозможно без знания стратиграфии ледниковых отложений, без знания взаимоотношения моренных горизонтов. В это упираются: и водоснабжение развёртывающейся промышленности и растущих городов, и инженерно-геологические работы, и наконец, вопросы осушения колоссальных болотных массивов Белоруссии. В настоящее время изучение ледниковых отложений еще только начинается, и на многие вопросы мы пока не в состоянии дать ответа. Поэтому так необходимы дальнейшие работы в этом направлении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Армашевский П. Я. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Могилевской губ. в 1891 г. Изв. Геол. Ком., т. XI, 1892.
2. — Предварительный отчет о геологических исследованиях в губерниях Могилевской и Смоленской в 1892 г. Изв. Геол. Ком., т. XII, 1893.
3. — Предварительный отчет о геологических исследованиях в Могилевской губ. в 1893 г. Изв. Геол. Ком., т. XIV, 1895.
4. Афанасьев Я. Н. Этюды о покровных породах Белоруссии. Зап. Горедк. Сельск.-Хоз. Инст., т. II, 1924.
5. Білудуха М. Т. Рэгістрацыйны сьпіс карысных выкапняў БССР з кароткім нарысам, табліцамі і картаю. Выд. Геол. Инст. БАН, Минск, 1931.
6. Бонч-Осмоловский Г. А. Шайтан-Коба, крымская стоянка типа Абри Оди. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, № 2, 1930.

7. Валодзька І. Ф. Дאпытаныя аб стане вадазабеспячэння ў БССР. Працы Беларуска-Нав.-Дасл. Інст. сельск. і лясн. гасп. АДДзел мэліарацыі і культуры балот, т. XXXVIII, вып. 5, 1931.
8. Галицкий Б. Современное состояние наших знаний о четвертичном периоде в Польше. Труды II Международн. Конференции по изуч. четвертичн. периода Европы, вып. I, 1932.
9. Гамс Г. Значение микростратиграфии для синхронизации четвертичных отложений. Труды II Международн. Конференции по изуч. четвертичн. периода Европы, вып. I, 1932.
10. Гедройц К. Н. Геологические исследования в губерниях Виленской, Гродненской, Минской и Волынской и Северной части Царства Польского. Мат. для геол. России, т. XVII, 1895.
11. Гельмерсен Г. Геогностическое исследование девонской полосы средней России от реки Зап. Двины до реки Воронежа. Зап. Геогр. Общ., т. XI, 1856.
12. Громов В. И. О геологии и фауне палеолита СССР. Бюл. Инф. Бюро Асоц. для изуч. четвертичн. отл. Евр. при ВГРО, № 3-4, 1932.
13. Даниловский И. В. К вопросу о происхождении озов. Геол. Вестн., т. V, № 4-5, 1926—1927.
14. — Геологическое строение бассейна реки Ловати в пределах 27-го листа 10-верстной геологической карты. Труды ГГРУ, вып. 125, 1931.
15. Доктуровский В. С. О межледниковых флорах СССР. Почвоведение, № 1—2, 1930.
16. — Новые данные по межледниковой флоре в СССР. Бюл. Моск. Общ. Испыт. Природы, отд. геол., т. IX, вып. 1—2, 1931.
17. Жилинский И. И. Очерк работ Западной экспедиции по осушению болот (1873—1898). Изд. Мин. земл. и гос. имущ., СПб., 1899.
18. Жирмунский А. М. Основные черты тектоники Западного края. Изв. Моск. Отд. Геол. Ком., т. I, 1919.
19. — Пределы возможных разногласий в суждениях о послетретичных образованиях России. Вестн. Моск. Горн. Акад., т. I, № 2, 1922.
20. — О способах картирования послетретичных отложений. Почвоведение, № 1, 1927.
21. — Подземные воды Западного края. Мат. по общ. и прикладн. геол., вып. 63, 1927.
22. — Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 44, северо-западная четверть листа. Труды Геол. Ком., нов. сер., вып. 166, 1928.
23. — К вопросу о границах оледенений на Русской равнине. Бюл. ком. по изуч. четвертичн. периода, № 1, 1929.
24. — Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 44, юго-западная четверть листа. Труды ГГРУ, вып. 45, 1931.
25. — Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 28, юго-восточная четверть листа. Труды ВГРО, вып. 234, 1932.
26. Жуков М. М. Предварительный отчет о геологических расследованиях в северо-восточной четверти 29-го листа, произведенных в 1921—1923 гг. Изв. Геол. Ком., т. XLIV, № 6, 1925.
27. Кавалеў М. Е. Справаздача аб геалёгічных досьледах у ваколіцах Полацку. БАН. Матэрыялы да геалёгічнага і глебазнаўчага вивучэння Беларусі, т. II, 1931.
28. — Аб геалёгічнай пабудове БССР. Саведкая Крайна, № 12, 1932.
29. Костюкевич-Тизенгаузен А. В. Погребенный росс-вюрмский (шельский) межледниковый торфяник у села Микулино. Путевод. экскурс. II четвертично-геолог. конф., 1932.
30. Криштафович Н. И. Послетретичные образования (обзор литературы за 1896 г.). Ежегодн. по геол. и минер. России, т. II, отд. III, 1896.
31. — Строение ледниковых образований на территории Ковенской, Виленской и Гродненской губерний. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. I, 1895.
32. Крокоз В. И. Время происхождения украинского лёсса. Почвоведение, т. XXI, № 1, 1926.

33. — Некоторые вопросы четвертичной геологии Украины. Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 1, 1930.
34. Ласкарев В. Д. Обзор четвертичных отложений Новороссии. Зап. Общ. Сельск. Хоз. Южной России, т. 88—89, кн. I. Одесса, 1919.
35. Ленцевич С. Отношение между террасами Вислы и Днепра. Труды II Международн. Конференции по изуч. четвертичн. периода Европы, вып. I, 1932.
36. Личков Б. А. О террасах Днепра и Припяти. Мат. по общ. и прикладн. геол., вып. 95, 1928.
37. — О строении речных долин Украины. Изд. Акад. Наук СССР, 1931.
38. Лютгерсгаузен Л. Ф. До питання про простягання північно-білоруських кінцевих морен та про вік білоруського лесу. Збірн. пам'яті акад. П. А. Тутковського, т. I, 1931.
39. Лютгерсгаузен Ф. В. Уступ ў геолёгію Беларусі. Працы Навук. Тав. па вывуч. Беларусі, т. VII, Горкі, 1930.
40. Мадярэвіч С. С. Геолёгічнае апісаньне мясцовасьці у вадазборы ракі Сініі. БАН. Матэрыялы да геолёгічнага і глебазнаўчага вывучэньня Беларусі, т. II, 1931.
41. — Новыя даныя аб выхадах парод дэвонскага ўзросту каля ст. Дараганавы чыгункі Асіпавічы-Слуцк у Бабруйшчыне. БАН. Матэрыялы па вывучэньню геолёгіі і карысных выкапняў Беларусі, т. V, 1932.
42. — Предварительный отчет о работе в юго-западной четверти 29-го листа в 1931 г., рукопись.
43. Микулина Т. М. Предварительный отчет о работе в юго-западной четверти 29-го листа в 1930 г., рукопись.
44. Миласевич К. О. Отчет о геологической поездке в Могилевскую губернию. Изв. Общ. Люб. Естествозн., состоящего при Моск. Унив., т. III, 1866.
45. Мирчинк Г. Ф. Послетретичная история равнины Европейской России. Работы Торфяной Академии, вып. I, 1920.
46. — Послетретичные отложения Черниговской губернии и их отношение к аналогичным отложениям Европейской России. Гл. I—II. Вестн. Моск. Горн. Акад., т. II, № 1, 1923 (приложение). Гл. III—IX. Мем. Геол. Отд. Люб. Естествозн. Антроп. и Этногр., вып. 4, 1925.
47. — Из четвертичной истории равнины Европейской части СССР. Геол. Вестн., т. V, № 4—5, 1926—1927.
48. — О физико-географических условиях эпохи отложения верхнего горизонта лёсса на площади Европейской части СССР. Изв. Акад. Наук СССР, № 2, 1928.
49. Мирчинк Г. Ф. и Микулина Т. М. Предварительный отчет о геологических исследованиях правобережья р. Березины в пределах северо-западной четверти 29-го листа, Изв. Геол. Ком. т. XLVIII, № 10, 1929.
50. Мирчинк Г. Ф. Межледниковые отложения Европейской части СССР и их значение в четвертичной истории. Геол. Вестн., т. VI, № 1—3. 1929. Л., 1930.
51. — Новые данные о межледниковых отложениях рISS-вюрмского времени. Бюлл. Моск. Общ. Испыт. Природы, отд. геол., т. IX, вып. 3—4, 1931.
52. — Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода. Труды II Международн. Конференции по изуч. четвертичн. периода Европы, вып. II, 1933.
53. Можаровский Б. А. Послетретичные отложения и водоносные горизонты в верховьях р. Прони. Мат. Зап. Отд. Мелюрат. Орг., вып. 2, 1923.
54. Москвитин А. И. Новое в Лихвинском обнажении. Значение Лихвинского разреза для установления стратиграфии четвертичных отложений Европейской части СССР. Бюлл. Моск. Общ. Испыт. Природы, отд. геол., т. IX, вып. 1—2, 1931.
55. — Погребенный торфяник в отложениях нижней надпойменной террасы р. Друти у г. Рогачева. Бюлл. Инф. Бюро Ассоц. для изуч. четвертичн. отл. Евр. при ВГРО, № 3—4, 1932.

56. Муромцев П. Могилевская губерния в лесном отношении. Могилевские Губ. Вед., № 15, 1870.
57. — Краткий геогностический очерк Могилевской губернии. Статья в сборнике Дембовецкого А. С. Опыт описания Могилевской губернии. Кн. I, Могилев на Днепре, 1882.
58. Набоких А. И. Факты и предположения относительно состава и происхождения послетретичных отложений черноземной полосы России. Мат. по исслед. почв и грунтов Херсонской губ., вып. 6. Одесса, 1915.
59. Оппоков Е. В. Материалы по исследованию рек и речных долин Полесья Полесской изыскательной партии. Мин. Землед., Отд. Зем. Улучш. Киев, 1916.
60. Різниченко В. В. До четвертинної історії району канівських дислокацій. Вісн. Укр. Відд. Геол. Ком., в. 5, 1924.
61. Родионов И. И. Предварительный отчет о геологических и гидрогеологических исследованиях на площади планшета N 35—XIV, летом 1932 г., рукопись.
62. Розанов А. Н. Границы оледенений в Центральной Области. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, № 1, 1929.
63. Сакс В. Н. Отчет о геологических исследованиях, произведенных летом 1932 г. в западной половине планшета N—36—X, рукопись.
64. Соболев Д. Н. Ледниковая формация Северной Европы и геоморфологическое расчленение Русской равнины. Изв. Геогр. Общ., т. LVI, вып. 1—2, 1924.
65. — О стратиграфии четвертичных отложений Украины. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, № 2, 1930.
66. — О четвертичном морфогенезе на Украине. Труды II Международн. Конференции по изуч. четвертич. периода Европы, вып. II, 1933.
67. Терлецкий Б. К. О находке девонских отложений в Бобруйском округе БССР. Вестн. Геол. Ком., т. II, № 6, 1927.
68. Тарлецкі Б. К. Апісаньне адкладаў крэйдавае сыстэмы у Менскай акрузе. Інст. Бел. Культ., Зап. адд. прыр. і гасп., т. I, 1928.
69. Тутковский П. А. Геологический очерк Минской губернии. Вып. I, Минск. Губ. Зем. Киев, 1916.
70. Флоров Н. П. Материалы для характеристики лёсса и почвенного покрова Киевской лесостепи. Мат. по исслед. почв и грунтов Киевск. губ., вып. I, 1916.
71. Хименков В. Г. Некоторые типы ледниковых дислокаций в Подмосковном крае. Труды II Международн. Конференции по изуч. четвертич. периода Европы, вып. II, 1933.
72. Чирвинский В. Н. Результаты изучения валунных отложений Киевской, Волынской, Черниговской и Полтавской губ. с химико-петрографической точки зрения. Прот. Засед. Киевск. Общ. Естествоисп., 1912.
73. — Материалы к познанию химического и петрографического состава ледниковых отложений Юго-Западной России в связи с вопросом о движении ледникового покрова. Зап. Киевск. Общ. Естествоисп., т. XXIV, вып. 2—3, 1914.
74. — О результатах поездки летом 1914 г. в Могилевскую и Минскую губ. для изучения валунов. Докл. на зас. Киевск. Общ. Естествоисп. 13 декабря 1914 г.—реферат Б. Личкова. Геол. Вестн., т. I, вып. 3, 1915.
75. — Еще по поводу реферата Н. И. Криштафовича на мою работу „Материалы к познанию химического и петрографического состава ледниковых отложений Юго-Западной России“. Зап. Киевск. Общ. Естествоисп., т. XXVI, вып. 1, 1917.
76. Яковлев С. А. О карте отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных с ней территорий в масштабе 1:2500000. Труды II Международн. Конференции по изуч. четвертич. периода Европы, вып. 1, 1932.
77. Blasius I. H. Reise im Europäischen Russland in den Jahren 1840 und 1841, Th. II. Reise im Süden. Braunschweig, 1844.
78. Florov N. P. Ueber die Lössprofile in den Steppen am Schwarzen Meer. Proc. of the First Intern. Congr. in Washington, vol. IV, 1928.

79. Hausen H. Studien über die Ausbreitung der südfinnischen Leitblöcke in Russland nebst einer Uebersicht der letzten Eisrezession im Ostbaltikum. Vorläufige Mitteilung. Fennia, 32, № 3, 1912.
80. Kuźniar C. Z. Mapa Geologiczna Rzeczypospolitej Polskiej. Skala 1:75 0000. Wyd. Państwowego Instytut Geologiczny, 1926.
81. Milthers V. Scandinavian indicator boulders in the quarternary deposits extension and distribution. Kjøbenhavn. Danmarks geol. Undersøgelse. Raekke II, № 23, 1909.
82. — Ledeblokke i de skandinaviske Nedisningers sudvestlige Graenseegne. Meddel. fra Dansk. Geol. Foren., 4, 1913.
83. Mirčink G. On the determination of the southern boundary of the glacier of Würmian time. Бюлл. ком. по изуч. четвертичн. периода, № 2, 1930.

W. N. SACHS

EIN BEITRAG ZUR FRAGE ÜBER DIE STRATIGRAPHIE DER GLAZIALEN ABLAGERUNGEN VON WEISSRUSSLAND

Zusammenfassung

Das uns bis jetzt zur Verfügung stehende ziemlich reiche Material über die quartäre Geologie des westlichen Teils von USSR, und speziell von Weissrussland, erlaubt uns nur zwei glaziale Epochen zu bestimmen: die Risszeit und die Würmzeit. Die Mehrzahl der Forscher ist geneigt die erste Rissvereisung als maximal zu betrachten. G. F. Mirčink kommt zum Schlusse, dass noch Spuren einer Mindelvereisung, welche der Rissvereisung voranging, vorhanden sind. Etwas verschieden sind die Ansichten der ukrainischen Geologen A. I. Nabokich, V. D. Laskarew und N. P. Florov, welche behaupten, dass die maximale Verbreitung in der Russischen Ebene die letzte Vereisung erreicht hat.

Meine eigenen Beobachtungen im Sommer des Jahres 1932 im mittleren Weissrussland in der Region von Mogilew und eine kritische Beurteilung des Materials anderer Forscher haben mich zu dem Schlusse geführt, dass unter den zwei Moränen des mittleren Russlands sich nach Süden die obere Moräne, d. h. die Würmmoräne erstreckt.

Die betreffende Behauptung könnte auf Grund folgender Umstände bekräftigt werden:

1) Das Einkeilen der Moräne der Dnjepr-Eiszunge in den zweiten Horizont (von oben gerechnet) des Löss, welcher, auf Grund einer Analogie mit Mittel-Europa, als der Würmepoche angehörig angesehen werden muss.

2) Die Ähnlichkeit des lithologischen Bestandes und der hypsometrischen Lage der oberen Moräne des Nordens mit der einzigen Moräne des Südens und die Verschiedenheit der letzteren von der unteren Moräne im Norden.

3) Der gleichartige Bestand der erratischen Blöcke in der oberen Moräne und in der Moräne der maximalen Vereisung [nach W. N. Čirvinsky (Tschirwinsky)].

4) Das Vorhandensein in der Ukraine eines Horizonts der erratischen Blöcke unter der Moräne, welcher augenscheinlich die fluvioglazialen Ablagerungen einer Vereisung darstellt, die der maximalen Vereisung vorangegangen ist.

5) Die schwache Entwicklung der Endmoränen längs der Randlinie des Würm-Gletschers, wie es sich die Mehrzahl der Geologen gegenwärtig vorstellt — die Anhänger der Theorie von zwei Vereisungen des mittleren Russlands.

6) Die starke Veränderung der Vertebratenfauna von Südrussland wurde der Würmvereisung zugemessen (V. I. Gromov), die vorhergehenden Vereisungen scheinen die Fauna beinahe nicht beeinflusst haben, und scheinen, wie es anzunehmen ist, kaum die Grenze von Mittlerrussland überschritten haben.

7) Die paläolithischen Siedlungsplätze der Moustier- und Orignac-Epoche welche der Zeit nach der Würmepoche entsprechen, überschreiten an keiner, Stelle die Grenze der maximalen Vereisung. Der Würmepoche gehört auch der schärfste Wendepunkt in der Geschichte der Menschheit zwischen dem unteren und oberen Paläolith an.

8) Eine Reihe von polnischen, so wie von unserigen Forschern waren der Meinung, dass in Ost-Polen, an den Grenzen der USSR als maximale Vereisung die zweite Vereisung, d. h. die zentralpolnische Vereisung zu betrachten ist, welche der Würmvereisung bei uns entspricht.

9) Die Erforschung der Dnjepr- und Wislaterrassen, die von S. Lencewicz unternommen wurde, nötig uns die dritte Dnjepr-Terrasse von B. L. Ličkov der Würmepoche zuzuschreiben. Solch ein Schluss könnte jedoch nur in dem Falle gezogen werden, wenn auch die die Terrasse bildende Moräne als der Würmepoche angehörig angesehen wird.

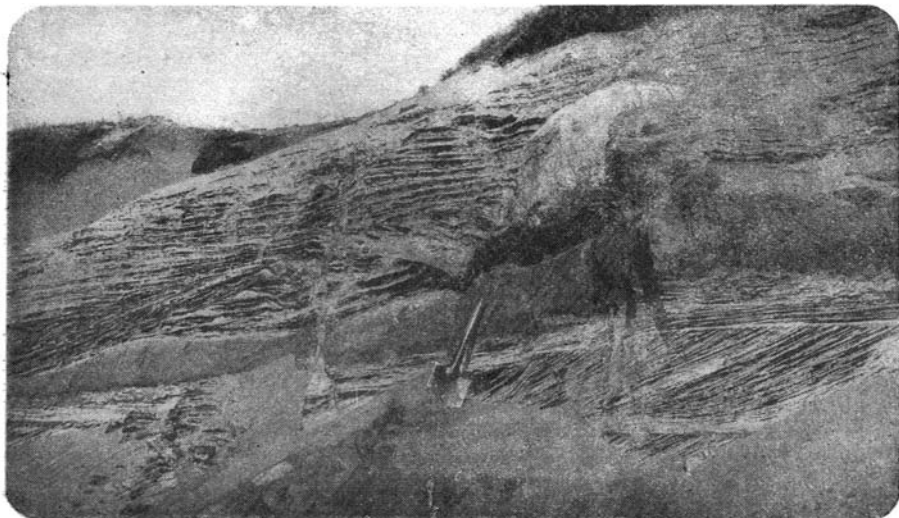
Wenn also die Würmvereisung als die maximale Vereisung angenommen wird, so kann ich die Grenze der ihr vorangegangene Rissvereisung, wenn auch einstweilen bedingungsweise, durch Sluzk, Mogilew, Mstislawl, Roslawl und weiterhin nach Osten zu Moskau hin führen, soviel südwärts die Spuren der unteren Moräne mir unbekannt sind. Die von einigen Forschern festgestellte Neowürm- oder Bühlvereisung scheint mir einer Begründung zu entbehren, wenigstens was Weissrussland anbetrifft, wo eine Grundmoräne, die über der Würmschen gelegen ist, unbekannt bleibt. Bei der gegenwärtigen Kenntnis wäre es zweckmässiger das Vorhandensein einer warmen interstadialen Epoche zwischen Würm und Bühl vorauszusetzen, nach welcher möglicherweise ein neuer Vorstoss der Gletscher des Bühlstadiums stattgefunden hat und dem die Florenfunde von Riss-Würmschen Typus (mit *Brasenia purpurea*) zugeschrieben werden müssen, welche über der Moräne der maximalen Vereisung gelegen sind. Es scheint sehr wahrscheinlich, dass die Grenze der Verbreitung des Bühlstadiums mit der südlichen Grenze der frischen Gletscherlandschaften zusammenfällt und in jedem Falle nicht südlicher von ihr gelegen war.



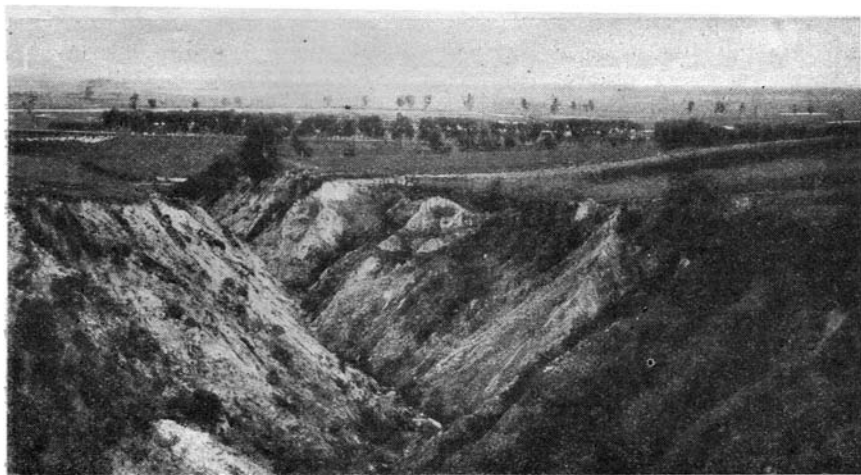
Фиг. 1. Обнажение на правом берегу р. Днепра у Могилева. Видны две толщи морен: Q_3^{wt} — красно-бурый валунный суглинок и Q_3^{rt} — серый валунный мергель, разделенные флювиогляциальными песками, мощностью 3.20 м.



Фиг. 2. Обнажение на правом берегу р. Прони выше д. Высокое. Видны: Q_{3ar} — покровный суглинок, мощностью 1.80 м.; Q_2^{wt} — красно-бурый валунный суглинок 5.15 м.; $Q_2^{w fgl. inf.}$ — белые мелкозернистые пески, вид. мощности 11.65 м.



Фиг. 1. Обнажение на склоне третьей террасы р. Сожа южнее Пропойска. Видны желтые среднезернистые пески, мощностью 1.50 м ($Q_2^{w\text{fgl. sup.}}$), отделенные от нижележащих белых мелкозернистых песков ($Q_2^{w\text{fgl. inf.}}$) прослоем галечника и валунов (остаток размытой морены — Q_2^{wm}).



Фиг. 2. Молодой овраг на правом берегу р. Прони севернее Пропойска. Начинается на плато, сложенном с поверхности мореной (Q_2^{wm}), прорезает третью террасу, состоящую исключительно из песков. На переднем плане, на дне оврага выходы голубых девонских глин. Вдали широкая долина р. Сожа.

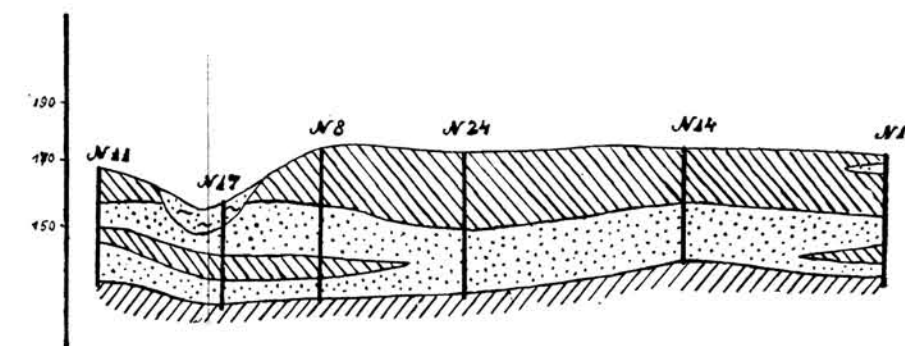
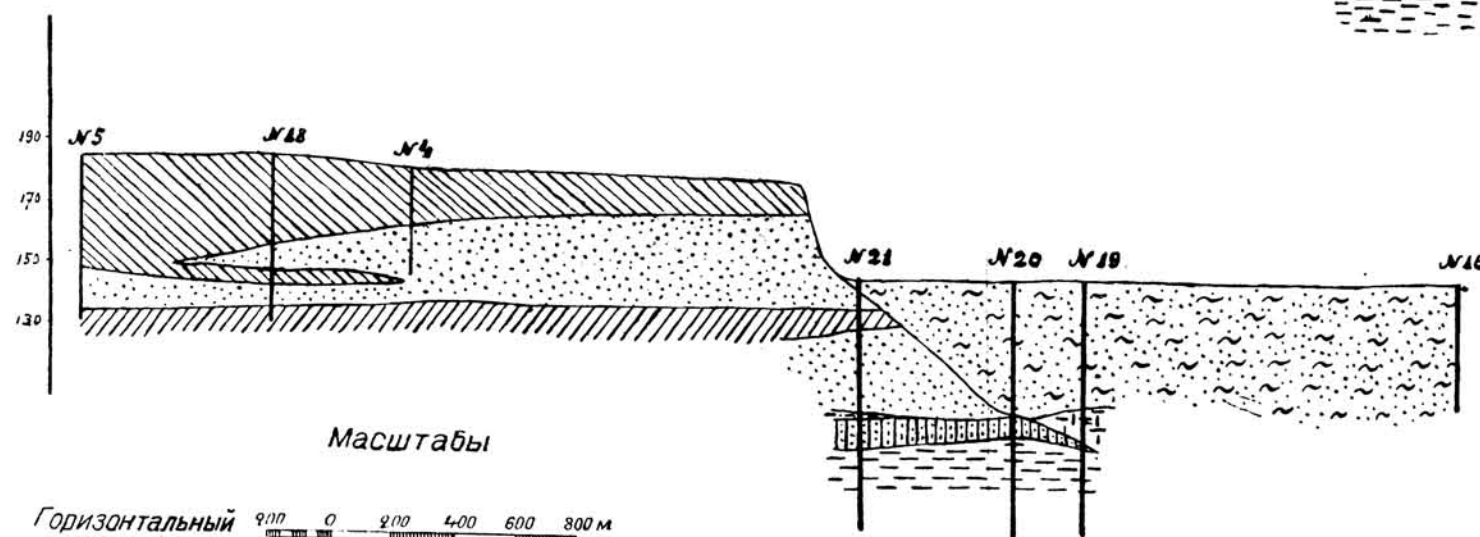
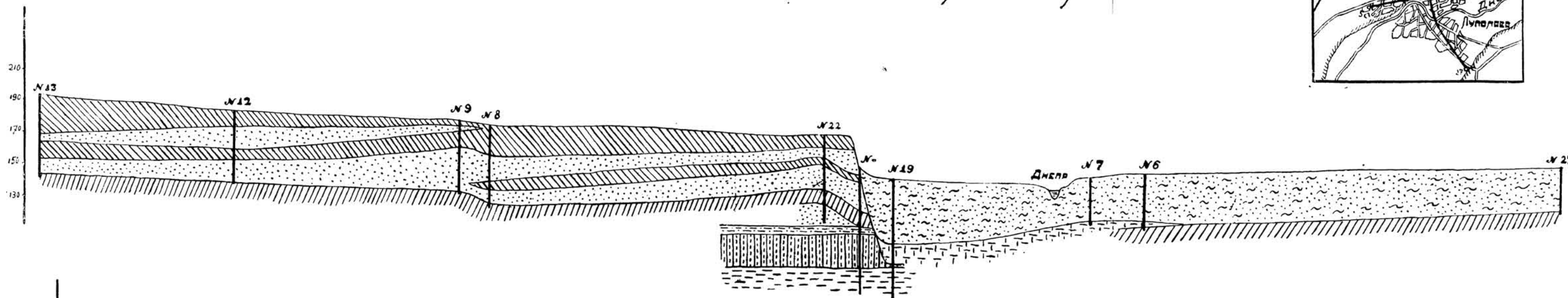
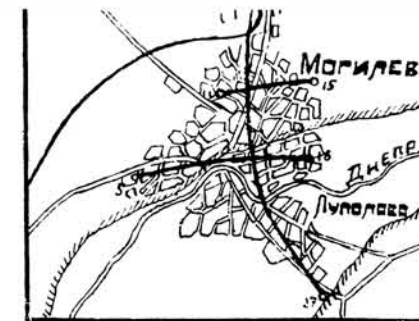


Фиг. 1. Песчаный холм на правом берегу р. Прони у д. Кузьминичи (оз?).



Фиг. 2. Долина р. Днепра южнее Могилева. Вид с правого берега. Отчетливо выделяются пойма, нижняя надпойменная терраса и уступ плато (около 40 м над рекой).

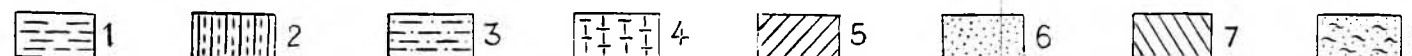
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ г. МОГИЛЕВ. ПО БУРОВЫМ СКВАЖИНАМ



Масштабы

Горизонтальный 1:100 0 200 400 600 800 м

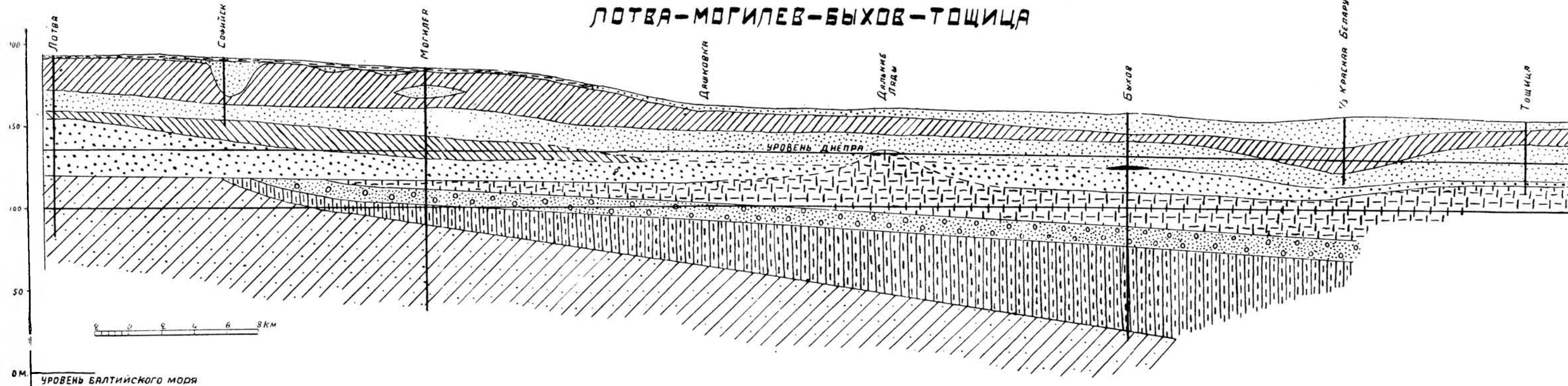
Вертикальный 1:100 0 20 40 60 80 м



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

1. Средний девон. 2. Юра. 3. Мел. 4. Перемытые меловые породы в долине Днепра. 5. Морена рисского оледенения. 6. Флювиогляциальные отложения рисского и вюрмского оледенений. 7. Морена вюрмского оледенения. 8. Древний и новый аллювий.

СХЕМАТИЧЕСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ ЛОТВА-МОГИЛЕВ-БЫХОВ-ТОЩИЦА



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

1. Средний девон.
2. Юра и нижний мел.
3. Голт-сеноман.
4. Верхний мел.
5. Морена рисского оледенения.
6. Рисские флювиогляциальные отложения.
7. Рисс-вюрмские межледниковые отложения.
8. Морена вюрмского оледенения.
9. Вюрмские флювиогляциальные отложения.
10. Лёссовидные суглинки.

К. К. МАРКОВ, В. С. ПОРЕЦКИЙ и Е. В. ШЛЯПИНА

О КОЛЕБАНИЯХ УРОВНЯ ЛАДОЖСКОГО И ОНЕЖСКОГО ОЗЕР В ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ

I. ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА СОГЛАСНО ДАННЫМ АЙЛИО, ХИППЭ И ЗЕМЛЯКОВА

Айлио специально изучал послеледниковую историю Ладожского озера, которой посвятил блестящую работу (13),¹ впервые установившую явление трансгрессии озера в конце послеледникового времени.

Работая в прибрежной полосе Ладожского озера, мы имели случай многократно убеждаться в исключительной точности наблюдений Айлио.

Поэтому, посвящая дальнейшие страницы истории Ладожского озера, мы имеем в виду лишь некоторые дополнения, полученные путем применения новейшей методики, разработанной уже после выхода в свет указанной работы финляндского исследователя. Эти дополнения влекут за собой, однако, известные изменения в выводах.

Основные выводы Айлио вкратце сводятся к следующему (13, 130—141). Котловина Ладожского озера еще в анциловое время являлась заливом Балтийского моря. Карельский перешеек представлял один большой и ряд мелких островов.² После спуска анцилового озера естественно понизился и уровень в Ладожском заливе, но лишь до уровня самой низкой точки на Карельском перешейке, где расположился порог стока образовавшегося замкнутого озера. В указанный период такой точкой являлось понижение у с. Гейниоки, в северной части перешейка. Во время регрессии анцилового озера береговая линия опустилась более чем на 6 м (по Айлио) под современную береговую линию. Порог стока у Гейниоки имеет сейчас отметку около 15 м абс. выс., так что Ладога того периода была приподнята над Балтикой минимум на 20 м. Озеро имело, вероятно, примерно те же очертания, что и в настоящее время.

¹ Цифры в скобках курсивом означают ссылки на соответственные №№ списка литературы, приложенного в конце статьи.

² Айлио, а за ним Яковлев принимали для береговой линии анцилового озера в районе Ленинграда исключительно большую высоту, смешивая ее с береговой линией приледникового субарктического озера Gl IV.

В результате послеледникового опускания суши происходит литориновая трансгрессия, и морские воды проникают в Ладожскую котловину, вновь превращая ее в залив Балтики.

Основываясь на высотных данных, можно считать, что во время максимума литориновой трансгрессии соединение носило характер широкого пролива, достигавшего в Гейниокском районе глубины 17 м и минимальной ширины в 1 км, так как современные отметки литориновой береговой линии и Гейниокском районе 32 м, а для Гейниокской ложбины, как указывалось выше, до 15 м ($32 \text{ м} - 15 \text{ м} = 17 \text{ м}$). Эти две цифры дают нам также указание, что при последующем поднятии Ладожская котловина должна была отшнуроваться, когда поднятие суши достигло не менее чем 53% или $\frac{17}{32}$ всей величины послеледникового поднятия.

Таким образом, вновь Ладога эволюционировала в замкнутое озеро, и на месте гейниокского морского рукава образовался проток, через который избыток ладожских вод стекал в Финский залив.

Гейниоки расположены на более высокой изобазе, чем район современной Невы, и после максимума литориновой трансгрессии поднялись метров на 30 больше, чем место современных невских порогов. Таким образом 1) вслед за подъемом порога стока и на ту же величину поднимается уровень озера и 2) так как подъем водного уровня в южной части не компенсировался таким же подъемом суши, прибрежная кайма южной части котловины начала затопляться. Указанное явление отмечено было Айлио под названием ладожской трансгрессии. Следы ее были известны и раньше, но сам Айлио вначале относил их к литориновой трансгрессии (13). Трансгрессия происходила в течение значительного промежутка времени, как показывает большая мощность отложений, и продолжалась до тех пор, пока трансгрессировавшие воды не нашли себе нового выхода в Финский залив — на месте нынешней р. Невы.

Впервые и еще задолго до Айлио описанную картину нарисовал де-Геер, который дал даже численные величины высоты береговой линии трансгрессии (13). Айлио разошелся с де-Геером лишь в вопросе о северной части Ладожской котловины, где, согласно наблюдениям Айлио, береговая линия ладожской трансгрессии лежит не на уровне Гейниокского порога стока, а на 5—6 м выше. Следовательно, и в северной части котловины имела место трансгрессия, хоть и меньшая по амплитуде, чем в южной части. Айлио считает, что она была вызвана избыточным притоком вод в Ладожскую котловину, который не успевал компенсироваться соответствующей убылью через Гейниокский пролив до тех пор, пока уровень Ладоги и в северной части несколько не приподнялся, а площадь, глубина и, следовательно, сечение русла у Гейниок не увеличились.

Разница в уровне ладожской трансгрессии (ее максимума) и Финского залива в соответствующее время достигала 15—16 м. Трансгресси-

ровавшие воды образовали залив, глубоко проникнувший к юго-западу, до тех пор, пока уровень его не достиг перевальной точки водораздела на месте современных невских порогов. Здесь ладожские воды прорвались в Финский залив, положив начало р. Неве и частично воспользовавшись древними речными долинами (р. Тосны), заложенными в период, предшествовавший литориновой трансгрессии. Новый проток в месте прорыва имел вначале характер водопада и разбивался на несколько рукавов. Глубинная эрозия постепенно привела к сглаживанию продольного профиля Невы и сосредоточению ладожских вод в одном русле.

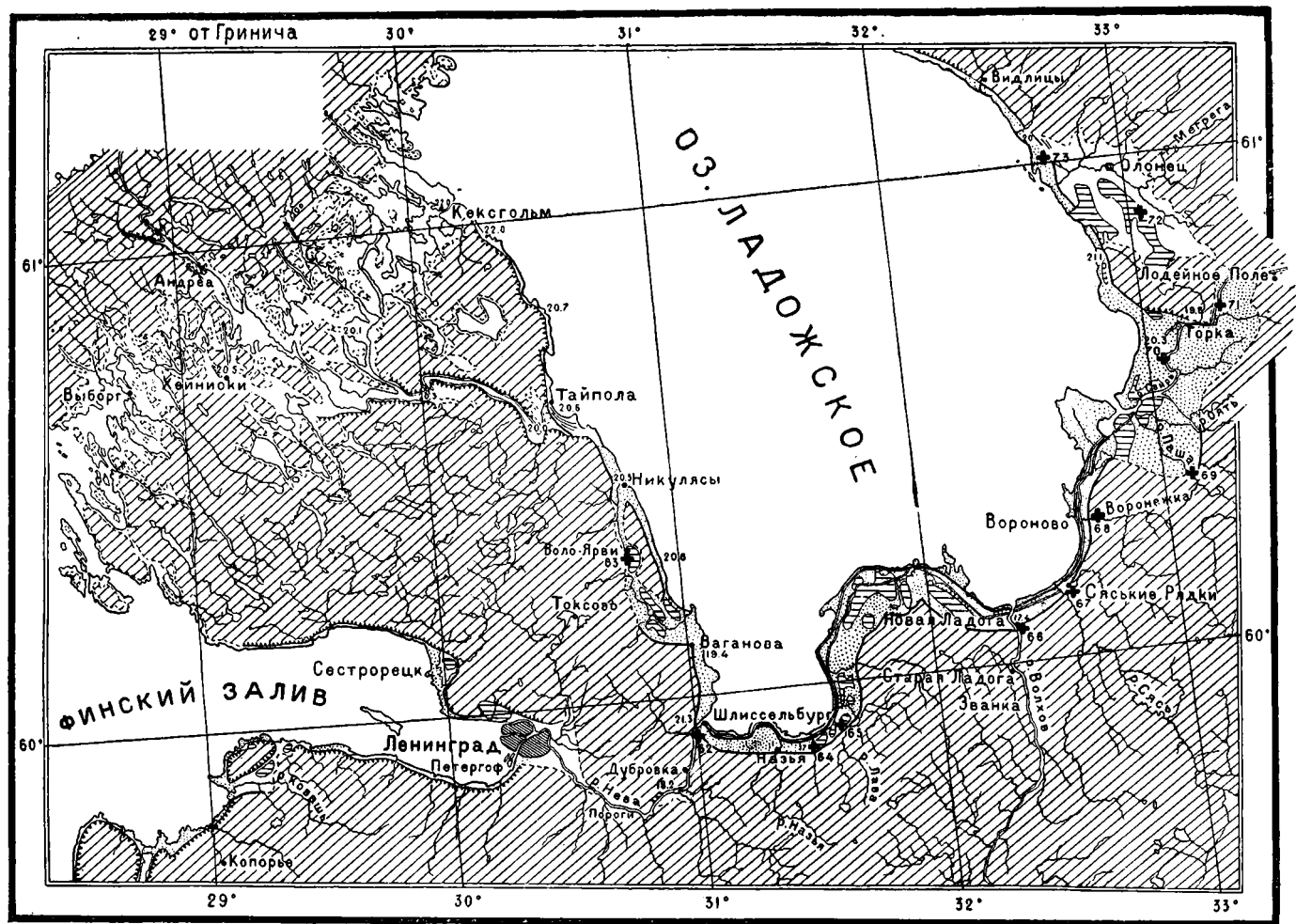
Перемещение порога стока в пункт, лежащий в области наименьшего поднятия Ладожской котловины, и глубинная эрозия Невы повлекли за собой регрессию озера и его сокращение до современных пределов.

С. А. Яковлев в своей работе почти не приводит ни новых фактических данных, ни критического разбора старых данных Айлио и де-Геера. Он полностью принимает их выводы в отношении ладожской трансгрессии и, следуя Айлио, с нашей точки зрения неправильно проводит анциловую границу (11).

Трансгрессия L III. Хиппэ (Е. Нууррэ, 14) принимает для северной половины Карельского перешейка присутствие следов трех литориновых трансгрессий. Две первые разделены коротким понижением уровня (*Zwischenkulmination*). Последняя обособлена в самостоятельную трансгрессию; как и первая, она проникала в Ладожскую котловину и оставила свои следы у северного и у южного края последней. Изобазовая поверхность трансгрессии L III сравнительно слабо наклонена (вследствие ее относительной молодости) и лежит в южной половине Ладожского озера на абсолютной высоте 18—20 м. По мнению Хиппэ, ладожская трансгрессия не являлась трансгрессией замкнутого озера, как думает Айлио, а трансгрессией солоноводного залива литоринового моря L III. Процесс трансгрессии и последующей регрессии происходил в теснейшей связи по обе стороны от Карельского перешейка. Литориновое море L III заходило в Ладожскую котловину двумя рукавами: через северную часть Карельского перешейка и через южную его часть — Приневскую низменность. В последнем случае она следовала изобазе 18 м. Концепция Айлио, по мнению Хиппэ, таким образом неверна.

Данные Б. Ф. Землякова. В недавно опубликованной статье, посвященной Негежемской стоянке, расположенной у Свирьстроя, Б. Ф. Земляков дает следующую стратиграфию разреза (описание привожу сокращенно) (см. табл. 1).

Суглинок „В“ Б. Ф. Земляков относит к отложениям ладожской трансгрессии, уровень которой в описываемом пункте должен был иметь отметку в 23.2 м абс. выс., на 4—5 м выше, чем это следует по Айлио (4).



Фиг. 1. Карта распространения ладожской и литориновой трансгрессий. Косая штриховка — район, не затоплявшийся указанными трансгрессиями; горизонтальная штриховка — торфяники; точки — пески; белые участки — глины,

Таблица 1

Слой	Глубина залегания (в см)	Характер породы
A	0—0.15	Растительный и гумусовый слои.
B	0.15—0.35	Зеленовато-серый суглинок со слабо выраженной горизонтальной слоистостью.
C	0.35—0.55—0.66 . . .	Культурный слой.
D	0.55—0.95	Мягкий песок.
E	0.95—1.35	Галечник.
F	1.35—4.00	Ленточная глина.
G	3.00 м до поверхн. воды	Валунный суглинок.

II. ДОПОЛНЕНИЕ К ДАННЫМ АЙЛИО

Наши данные¹ позволяют уточнить определение возраста слоев, залегающих на окраине котловины. Во время произведенных работ были систематически изучены все разрезы, описанные Айлио, и найден ряд новых, а собранный материал обработан при помощи комбинированного пыльцевого и диатомового метода (фиг. 2). Сверх того, изучено строение двух приладожских торфяных болот, а положение восточной границы ладожской трансгрессии уточнено на основании новых картографических данных.

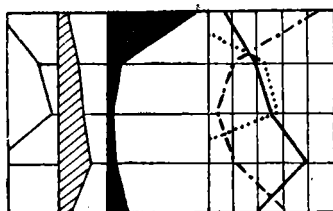
Обнажение левого берега р. Невы в 2 км ниже г. Шлис-сельбурга, под горой Преображенской было описано уже Айлио (п. 62).² Он отметил в нем отложения ладожской трансгрессии, залегающие на торфе, под которым встречены были глины. В осмотренной части разрез записан нами в следующем виде (фиг. 3):

- а) на уровне воды — морена;
- б) песок — очень тонкий, сизый, внизу с прослоями крупного песка, 1.0—1.5 м над водой;
- в) торф около 0.2 м, в нижних горизонтах более или менее однородный, снизу ограниченный резко, вверх же постепенно переходящий в
- д) пески ладожской трансгрессии, внизу тонкозернистые с органическим веществом и растительными остатками, переходящие выше в среднезернистые чистые пески.

Согласно Айлио (13, стр. 108), в торфе встречены макроскопические остатки березы, *Carex* sp., *Sphagnum* sp., *Sph. obtusum*, *Amblystegium* sp., *Andromeda polifolia*, *Menyanthes trifoliata*, *Scheuchzeria palustris*,

¹ Излагаемый ниже материал собран К. К. Марковым, В. И. Полянским, В. С. Поречким и А. П. Пуминовым во время совместной поездки в течение лета 1930 г. Обработка диатомовых производилась Е. В. Шляпиной (при консультации В. С. Поречкого). Пыльца определена К. К. Марковым, ботанический состав торфа — Ленинградским отделением Инеторфа.

² п. 62 = пункту 62 на прилагаемой карте.



Количественное развитие отдельных диатомовых на различных глубинах



Солоноводные формы



Пресноводно-солоноводные формы



Пресноводные формы

Солоноводные формы



Пресноводно-солоноводные формы



Пресноводные формы



Песок



Песчаная глина



Глина



Ленточная глина



Галечник



Морена



Гиттия (без подразделения)



Гиттия глинистая



Кривая пыльца березы



Кривая пыльца сосны



Кривая пыльца ивы



Кривая пыльца ели



Кривая пыльца ольхи



Кривая пыльца смес. дуб. леса



Кривая пыльца вяза



Кривая пыльца липы



Кривая пыльца дуба



Кривая пыльца орешника



Субатлантический период



Суббореальный период



Атлантический период



Бореальный период



Субарктический период



Арктический период



Зоны по Посту



Подразделение субатлантического периода

Периоды по Бянтту, — Сернандеру и Посту



Гиттия диатомовая



Торф (без подразделений)



Торф сфагновый (слабо разл.)



Торф сфагновый (сильно разл.)



Торф тростниковый



Торф осиковый



Торф гипсовый



Торф пушицевый

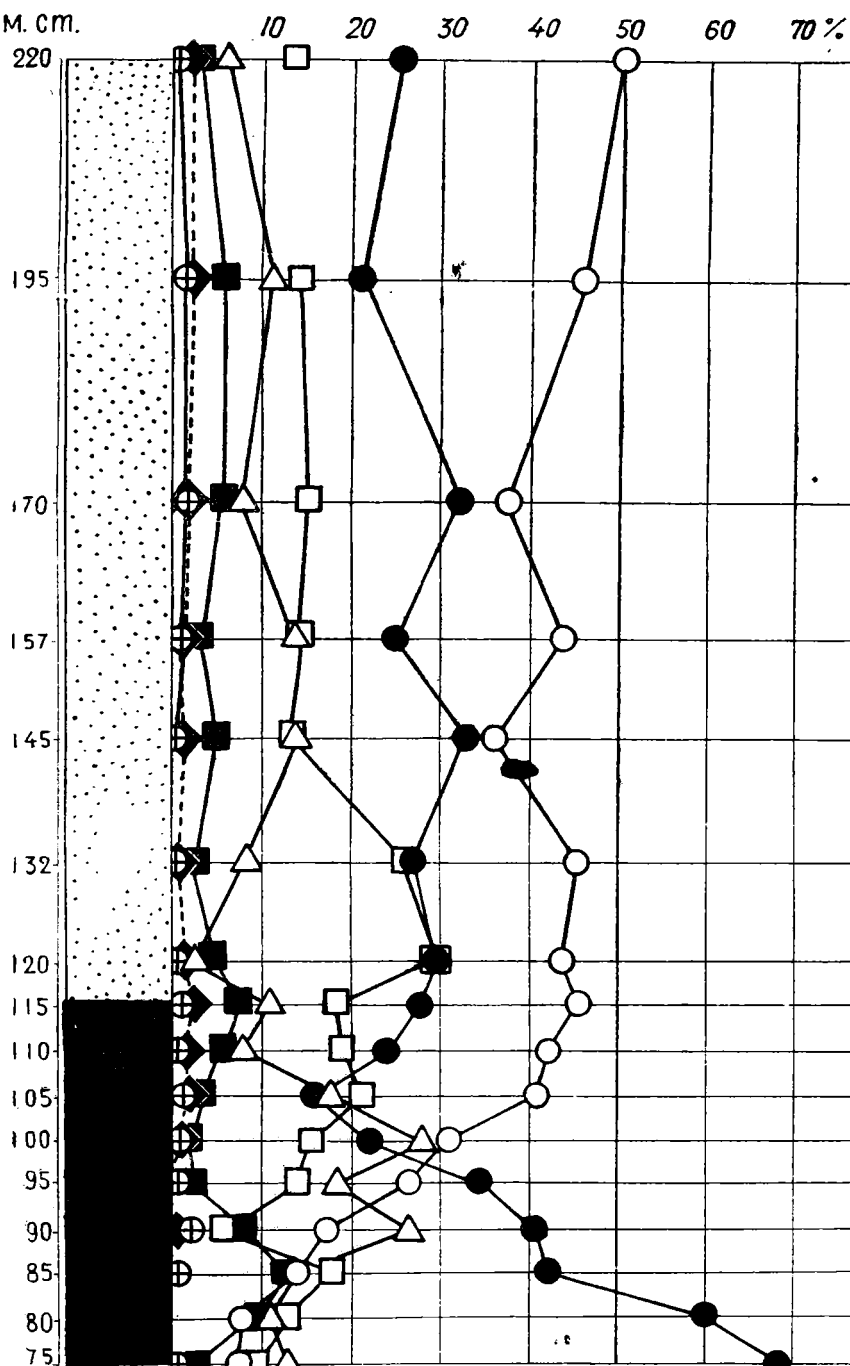


Торф древесный

Фиг. 2. Легенда к диатомовым и пыльцевым диаграммам.

ПРЕОБРАЖЕНСКАЯ ГОРА

см. см.



Sb
III

Фиг. 3. Пыльцевая диаграмма разреза у горы Преображенской.

Comarum palustre, *Lycopus europeus*, *Lysimachia thyrsoiflora*, *Scirpus lacustris*, *Potamogeton* sp.

В пылевой диаграмме (фиг. 2) наиболее вероятным образом датируется слой песка „d“ и торфа суббореальным временем. Не исключена возможность атлантического возраста нижнего горизонта торфа.

Глинистый песок в основании разреза оказался немым.

Ниже по Неве, куда, по Айлио, заходил залив ладожской трансгрессии, он отмечает тонкие прослои торфа у с. Островки, где пески сверху мелко-, книзу крупнозернистые содержат сильно разложившуюся прослойку торфа в 0.05 м толщиной. Пылевой анализ дал следующие результаты:

Таблица 2

Древесные породы \ Глубина	Под торфом		Торф
	0.4 м	0.1 м	
<i>Betula</i>	31.7	58.8	18.0
<i>Pinus</i>	34.6	16.4	23.5
<i>Picea</i>	26.0	8.0	34.4
<i>Salix</i>	2.2	3.2	—
<i>Alnus</i>	2.2	10.8	16.2
Смеш. дубовый лес . . .	2.4	2.4	5.2
<i>Corylus</i>	0.8	1.2	1.7

Высокое содержание ели заставляет отнести соответствующие слои ко времени не ранее суббореального, причем не исключен и субатлантический их возраст.

Следующий к востоку разрез отложений ладожской трансгрессии встречен на р. Шельдихе, в 2 км выше Ладожского канала, на левом ее берегу (снизу вверх):

- а) песок белый, кварцевый (кембрий)
- б) глина песчанистая с органическим веществом . . . 0.1—0.2 м
- в) торф преимущественно древесный 0.7 м
- г) песок мелкий (берегового вала) около 2.0 „

Пылевой анализ торфа дал (в процентах):

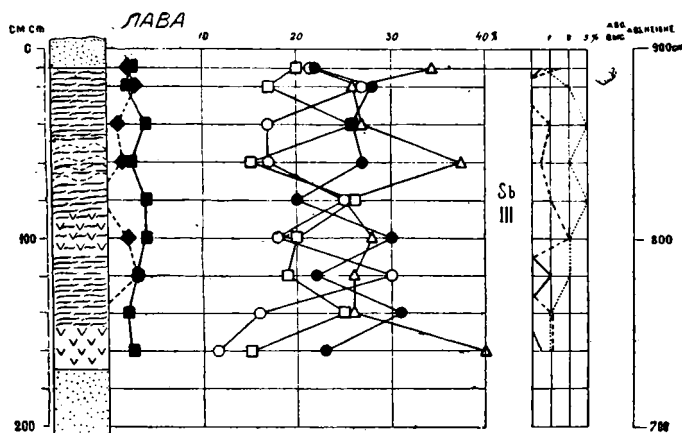
	<i>Betula</i>	<i>Pinus</i>	<i>Picea</i>	<i>Alnus</i>	Смеш. дуб. лес
Нижний горизонт .	14.0	51.0	4.0	27.0	4.0
Средний „	8.0	35.0	24.0	29.0	4.0

На основании только двух анализов трудно говорить о том или ином возрасте торфа, хотя они и дают указание для нижнего горизонта на атлантический, для среднего — на суббореальный характер пылицы.

Далее к востоку, на р. Лаве (п. 65) выше Ладожского канала встречено:

- а) песок,
- б) торф, около 1.6 м мощностью, частью древесный, частью гипновый и осоковый (фиг. 4).

Особенность этого разреза — значительная мощность торфа. Пыльцевая диаграмма (фиг. 3) характеризуется, с одной стороны, высоким содержанием пыльцы ольхи и широколиственных пород — черты, свойственные атлантическому периоду, с другой же стороны, высоким процентом пыльцы ели, что характерно для суббореального или еще более молодого возраста.



Фиг. 4. Пыльцевая диаграмма разреза по р. Лаве.

Комбинация этих главнейших особенностей позволяет отнести торф разреза только к суббореальному периоду, вероятнее к его началу.

Далее к востоку отложения ладожской трансгрессии вскрыты разрезами рр. Волхова и Сяси, где они были уже констатированы Айлио. Наши наблюдения вполне подтверждают особенности, отмеченные этим исследователем, и дополнения относятся исключительно за счет более совершенной методики обработки материала. Эта методика заключается в применении комбинированного диатомового и пыльцевого анализа. На основании определения диатомовых водорослей мы можем подойти к реконструкции палеоэкологических условий бассейна, в котором происходило отложение соответствующих горизонтов разрезов, тогда как определение пыльцы позволяет установить характер климата в тот же период времени и тем самым синхронизировать эти разрезы с результатом наших работ в более западных пунктах Ленинградской области (10, 13) и данными скандинавских исследователей.

При описании разрезов мы даем результат микроскопического анализа только в виде комбинированных диатомовых и пыльцевых диаграмм,

причем для диатомовых указаны лишь доминирующие формы. Полный систематический список найденных во всех разрезах диатомовых с обозначением их экологии и частоты встречаемости в каждом из горизонтов трех основных разрезов — обнажений по рр. Волхову, Сяси и Олонки — приведен в конце работы.

Левый берег р. Волхова против г. Новая Ладога (п. 66). Для р. Волхова (правый берег) в месте взятия образцов для анализа разрезов имеет следующий характер (снизу вверх) (фиг. 5):

а) морена	на урзе воды
б) гравий	около 0.4 м
в) торф, преимущественно древесный	около 0.4 „
г) гиттия глинистая	0.5 „
е) песок	

Микроскопический анализ на диатомовые был произведен только для толщи гиттии, в которой одновременно определена и пыльца. В торфе пыльцы найдено не было. Результаты анализа сведены в комбинированной диаграмме (фиг. 5). Как показывает эта диаграмма (см. легенду), толщина гиттии отличается богатым содержанием диатомовых, среди которых доминирующее положение занимают типично планктические (связанные в своем развитии с толщей воды) формы, представители родов *Melosira*, *Cyclotella* и *Stephanodiscus*. Несколько отступают на задний план *Tabellaria flocculosa*, *Fragilaria construens* и *Cymatopleura elliptica*, более характерные для литоральной зоны водоемов. Интересно отметить, что и среди представителей р. *Melosira* пелагические формы *Melosira granulata*, *M. ambigua*, *M. islandica* subsp. *helvetica* играют руководящую роль, тогда как часто встречающаяся в литорали *M. italica* занимает подчиненное положение. Эти количественные соотношения различных экологических типов диатомовых указывают на то, что отложение гиттии происходило, повидимому, не в каком-либо мелком водоеме, зарастающем высшей водной растительностью, а в более открытой части озера в условиях значительной толщи воды, благоприятной для развития типичных планктонов.

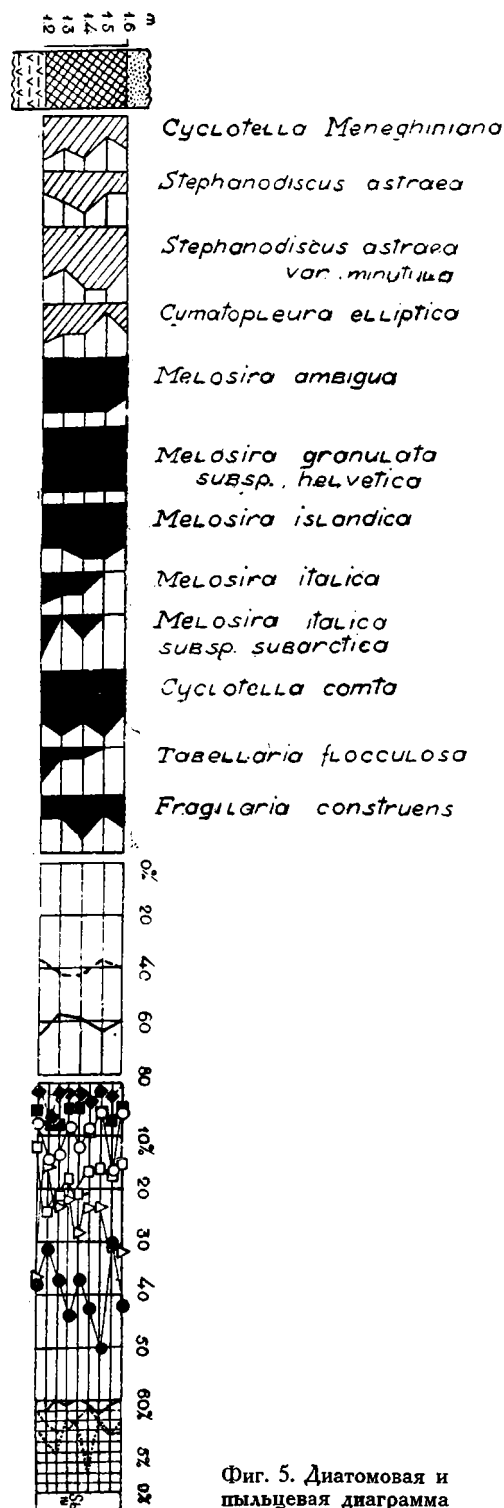
Однородный состав флоры диатомовых во всей толще гиттии говорит об однородности физико-химического режима водоема в течение всего отрезка времени, отвечающего отложению гиттии. Доминирующие типично планктические формы или сохраняют во всех горизонтах одинаковые оценки обилия (*Melosira granulata*, *M. ambigua*), или показывают небольшие колебания кривых встречаемости (*Cyclotella comta*, *Stephanodiscus astraea* var. *minutula*), не имеющих, однако, закономерного характера и связанных, может быть, с случайными причинами, за отсутствием достаточных данных не поддающихся объяснению.

Наконец, третьим выводом, который может быть сделан на основании диаграммы и систематического списка форм, приложенного к работе,

является заключение о пресноводном характере бассейна, отложившего описанную толщу гиттии. Из общего числа форм, найденных в этой толще — 129, среди которых некоторые достигают массового развития, нет ни одной, характерной для морских или солоноватых вод. Как показывают кривые процентного отношения различных экологических групп диатомовых, количество типично пресноводных форм колеблется на различных горизонтах гиттии от 56 до 63%, а количество форм пресноводно-солоноводных, обычно развивающихся в пресных водах, но выдерживающих и некоторое осолонение, — от 37 до 44%. Этот факт дает лишнее основание сомневаться в возможности проникновения в Ладожскую котловину вод Балтийского моря в период ладожской трансгрессии (Хиппэ, 14).

Правая часть диаграммы иллюстрирует результаты пыльцевого анализа гиттии. В основном здесь повторяется пыльцевой спектр, описанный выше для обнажения по р. Лаве: высокий процент ели (в нижнем горизонте до 40%), заметное развитие ольхи и наличие широколиственных пород. Отличным является только преобладание сосны и слабое развитие березы, которое, однако, не меняет основного типа пыльцевой диаграммы, позволяющей датировать гиттию суббореальным периодом.

Тр. КЧ, т. IV, в. 1.



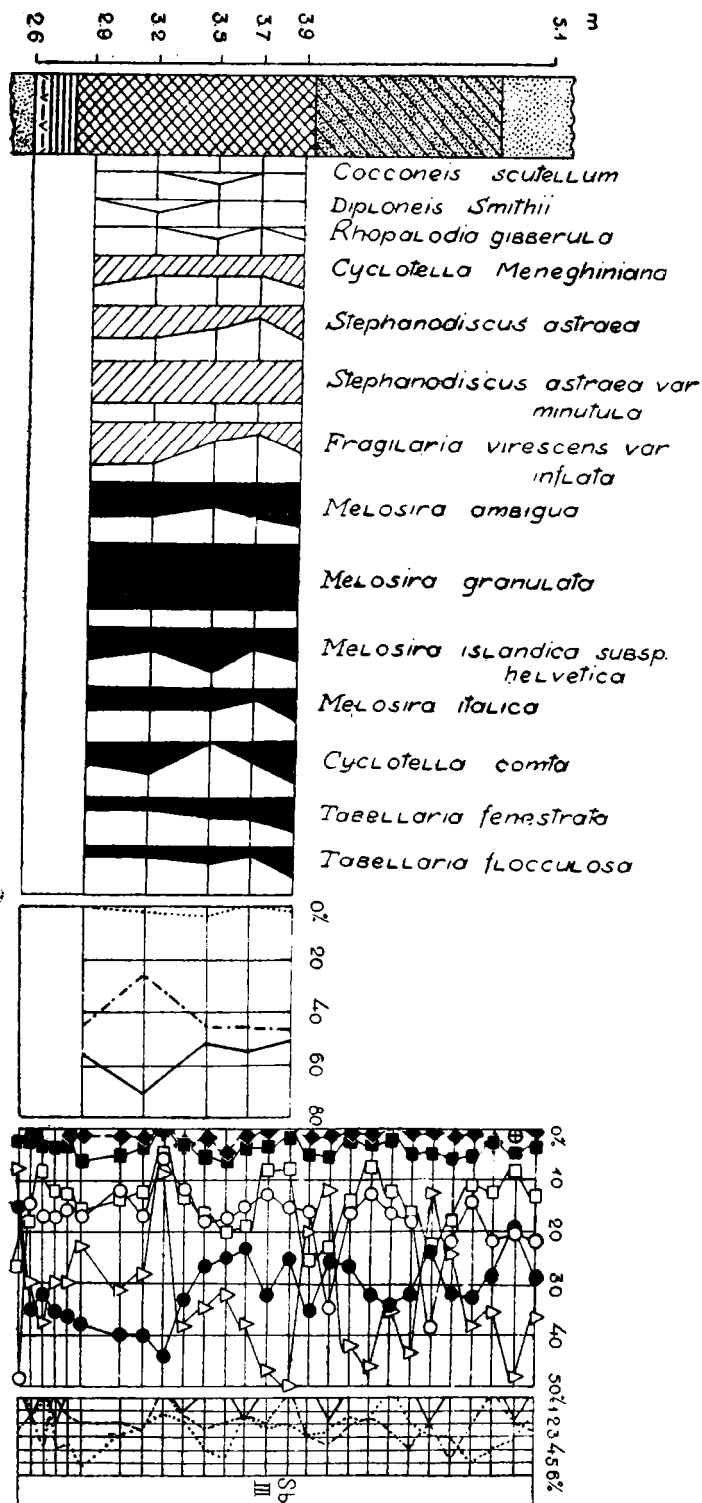
Фиг. 5. Диатомовая и пыльцевая диаграмма разреза по р. Волхов.

Разрез правого берега р. Сяси, между с. Сясьские Рядки и Сясьским Комбинатом (п. 67) расположен в 10 км на восток от описанного выше. На протяжении 2 км тянется непрерывное обнажение. Снизу вверх имеем:

- а) осыпь, около 1.0 м. над водой
- б) глина песчаная, сизая, со слабой примесью органического вещества 0.3 м
- в) песок серый, среднезернистый, внизу окрашенный окислами железа в коричневый цвет 1.4 „
- г) торф, очень плотный 0.3 „
- д) гиттия глинистая, около 1.0 м, нерезко переходящая в
- е) песок глинистый с органическим веществом около 1.0 м, нерезко в свою очередь переходит в
- ж) песок среднезернистый, с прослойками крупного песка и суглинка, мощность в среднем около 2.0 „
- з) песок дюнный, очень мелкий, белый кварцевый, мощность сильно колеблется, в среднем 2.0 „

Диатомовая диаграмма (фиг. 6), составленная на основании результатов микроскопического анализа толщи гиттии, дает столь же однородную картину, как и в описанном выше обнажении по р. Волхову. Доминирующее положение во всей толще гиттии занимают типично-планктические формы: *Melosira granulata* и *Stephanodiscus astraea* var. *minutula*, показывающие во всех образцах одинаковую частоту встречаемости. Несколько отступают на задний план по сравнению с указанными некоторые формы как пелагические (*Melosira ambigua*, *M. islandica* subsp. *helvetica*, *Cyclotella comta*), так и литоральные (*Melosira italica*, *Cyclotella Meneghiniana*). Таким образом, и здесь, как в гиттии по р. Волхову, можно отметить преобладание типично-планктических форм, связанных в своем развитии с толщей воды. Колебания в количественном развитии остальных форм имеют тот же случайный характер (напр. исчезновение *Cyclotella comta* на уровне 3.2 м при одновременном максимуме *Melosira islandica* subsp. *helvetica*). Более общий характер, может быть, имеет уменьшение количества экземпляров целого ряда форм на уровне 3.7 м, сменяющееся в следующем горизонте (3.5 м) новым подъемом кривых. Интересно отметить также в этом горизонте увеличение количества представителей *Eunotia* и *Pinnularia*, часто наблюдающееся при обмелении водоемов.

Новым, по сравнению с предыдущим разрезом, является нахождение трех форм, *Cocconeis scutellum*, *Diploneis Smithii* и *Rhopalodia gibberula*, встречающихся в морских или солоноватых водах. Однако, принимая во внимание, что каждая из них была найдена лишь в 1—2 экземплярах, общее же количество форм, обнаруженных в толще гиттии в обнажении по р. Сяси достигает 144, причем многие из них характеризуются высокими оценками обилия, показательное значение этих солоноводных форм



Фиг. 6. Диатомовая и пыльцевая диаграмма разреза по р. Сяси.

едва ли может быть признано сколько-нибудь существенным. Действительно, возможность проникновения соленых вод Балтики в Ладожскую котловину в течение поздне- и послеледникового времени не вызывает каких-либо сомнений. Поэтому нахождение единичных экземпляров солоноводных форм в отложениях ладожской трансгрессии при ярко выраженном пресноводном характере всей флоры диатомовых этих отложений вполне может быть объяснено заносом их из отложений предшествующего периода времени. Связывать же нахождение их с возможностью проникновения соленых вод Балтийского моря во время ладожской трансгрессии мы не видим достаточных оснований.

Пыльцевой и диатомовый анализы проделаны были с большой подробностью для вертикальной серии образцов. Комбинированная диатомовая и пыльцевая диаграмма (фиг. 6) показывает, что: 1) в глине и песке под торфом пыльцы не оказалось вовсе; 2) во всех вышележащих горизонтах кроме дюнного песка пыльцы очень много. Характерно, как и в ранее описанных случаях, одновременное высокое содержание пыльцы ольхи, широколиственных пород и ели — комбинация, позволяющая датировать все слои единственно суббореальным периодом; 3) характер пыльцевой диаграммы в вертикальном разрезе, несмотря на отдельные резкие скачки, в общем, неизменен, что указывает на неизменность климатических условий и дает косвенное указание на незначительную продолжительность всего периода времени от начала отложения торфа и до отложения дюнного песка.

При движении далее к востоку мы встречаем следующий хороший разрез по р. Воронежке, где в 3 км от устья она пересекает береговой вал. Здесь у с. Шахново имеем:

- а) 0.2—2.3 м над водой — гиттия — глинистая, богатая макроскопическими растительными остатками, переходящая выше в
- б) торф около 0.5 м
- в) песок крупный, с гравием и галькой.

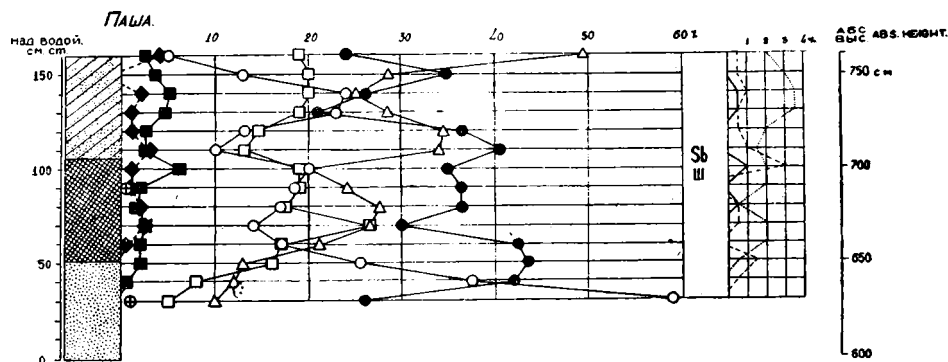
Материал из этого пункта подробно обработан не был.

Участок нижнего течения рр. Паши, Ояти и Свири отличается исключительно низменным характером и представлял глубокий залив Ладожского озера, берег которого лежал еще далее вглубь страны, чем его провел на карте, приложенной к своей работе, Айлио.

Низовья Паши до Пашского погоста (п. 69) — совсем плоская низина, приподнятая над рекой всего на 1—2 м, покрытая ивняком и влажным лугом. Отсюда она начинает повышаться, а несколько выше Перевоза (у Медведково) расположен разрез, стратиграфия которого передается на фиг. 7.

Главное его отличие от ранее описанных — отсутствие под гиттией слоя торфа. Характер пыльцы — прежний.

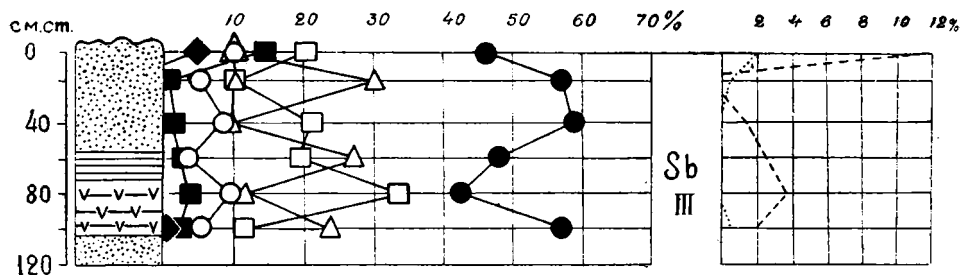
Отсюда к р. Ояти тянется отлично выраженный береговой вал, ограничивающий с востока плоскую низину, бывшую дном Ладожского озера во время его послеледниковой трансгрессии.



Фиг. 7. Пыльцевая диаграмма разреза по р. Паше.

Нижнее течение р. Свири. В 5 км ниже г. Лодейное Поле, по левому берегу выходит среднезернистый песок, залегающий на ленточной глине. В 10 км ниже этого пункта — Сегежа (п. 71) — по левому берегу имеем:

- а) ленточная глина, видимая мощность над водой 1.0 м
- б) песок мелкозернистый, горизонтально-слоистый . около 6.0 „



Фиг. 8. Пыльцевая диаграмма разреза по р. Свири у с. Сегежа.

Ботанический анализ¹ линзы торфа до 1.5 м мощностью в песке, в верхней части обнажения, указан на фиг. 8.

Пыльцевая диаграмма носит характер, близкий к ранее описанному. Стратиграфия разреза не вполне ясна.

Ниже по Свири, в ряде обнажений выходят пески, подстилаемые местами ленточной глиной (с. Гнильное). Исключение представляет очень интересное обнажение правого берега в 7 км ниже с. Гнильного в пункте крутой излуины р. Свири, имеющей вид буквы „S“ и носящей название „Калач“ (п. 70).

¹ Анализы Инсторфа.

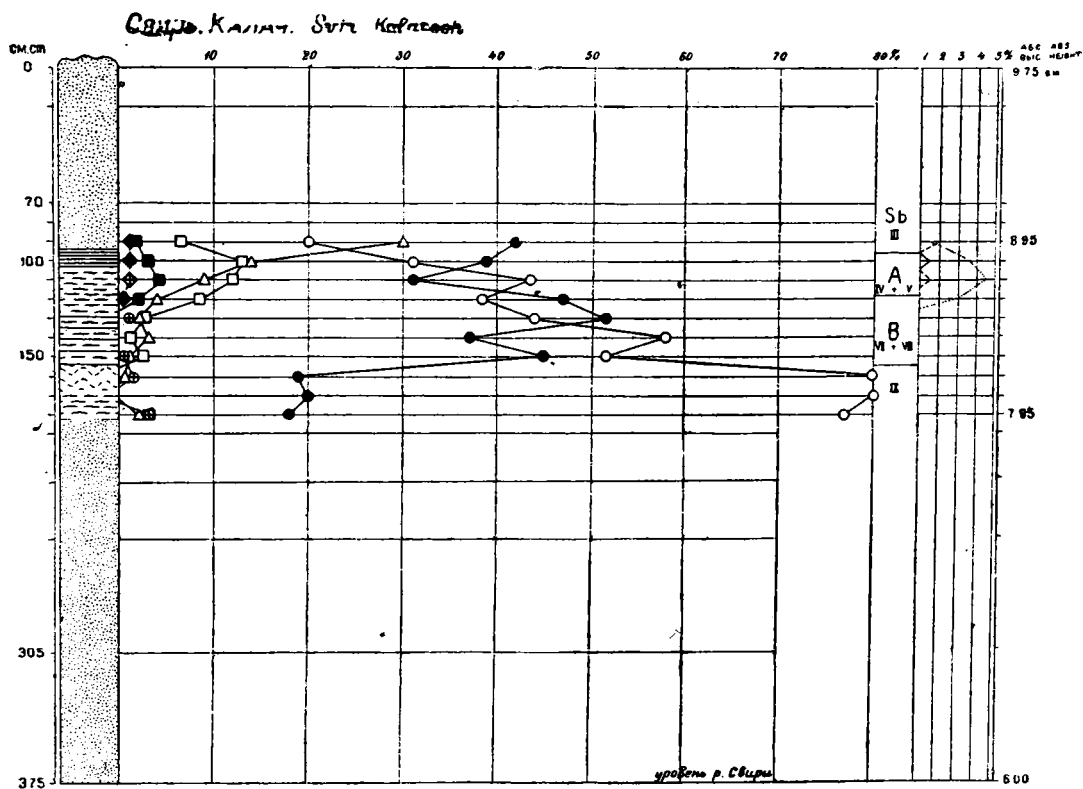
Длина обнажения свыше 2 км. В верхней (по течению) части обнажения выходят (фиг. 9 и 10):

- а) песок мелкозернистый, в верхней части с гумусовыми прослойками. Мощность его (видимая) возрастает вниз по течению Свири за счет подъема верхней границы; над водой от 1.5 до 4.5 м
- б) торф, залегающий лишь в верхней (по течению) трети обнажения слоем постепенно возрастающей мощности. Мощность торфа увеличивается по мере опускания его к уровню реки. Торф очень плотный, без примеси песка, следующего состава (снизу вверх):

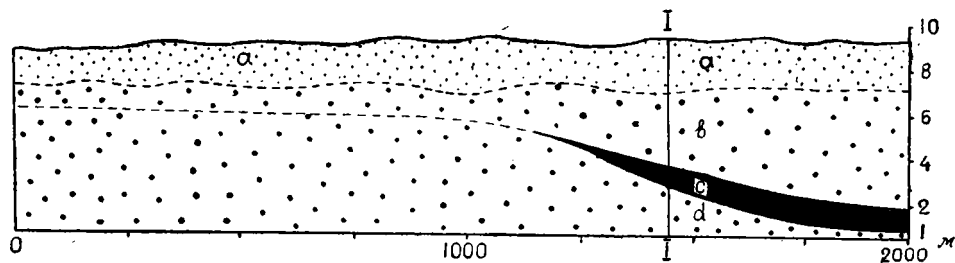
Таблица 3

Высота над водой	Ботанический состав	Степень разложения 0/100	Вид торфа
1.95	Темнобурый, мажущий; мелкие остатки — 50/0, обрывки листочков гипнума — 30/0, остатки кустарника — 20/0, остатки травянистых растений — 45/0, плоды осоки и семена, минеральные частицы (песок)	90	Травянисто-гипновый
2.05	Темнобурый, мажущий; мелкие обрывки эпидермиса пушицы — 30/0, обрывки корешков осоки — 20/0, обрывки корешков тростника — 100/0, крупные куски коры сосны — 100/0, много семян, минеральные частицы (песок)	45	Гипновый
2.15	Темнобурый, слоистый; листочки сфагнума, стебельки гипнума, минеральные частицы (песок).	50	Сфагновый
2.25	Темнобурый мажущий; остатки сфагнума — 100/0, корешки осок — 500/0, стебли гипнума — 300/0	65	Осоково-гипновый со сфагнумом
2.35	Темнобурый; корешки и обрывки листьев осоки — 550/0, корешки тростника — 100/0, листья гипнума — 300/0, плоды осоки	55	Осоково-гипновый
2.45	Черный; обрывки эпидермиса пушицы — 50/0, корешки осоки — 400/0, обрывки листочков и корешков тростника — 200/0, стебли гипнума — 200/0, мелкие остатки стеблей кустарника — 100/0, плоды осоки	70	Осоковый с гипнумом, тростником и кустарником
2.55	Черный; обрывки листочков осоки — 150/0, обрывки листочков и корешков тростника — 300/0, стебли гипнума — 300/0, кусочки древесины — 100/0, стебли кустарников — 150/0, плоды осоки	70	Тростниково-гипново-осоковый с древесиной
2.65	Черный; обрывки листочков и корешков шейхцерий — 300/0, остатки осоки — 600/0, тростника — 100/0, минеральные частицы (песок) . .	—	Осоковый
2.75	Серый; единично обрывки листочков и корешков шейхцерий, тростника, листочки, кора и мелкие веточки березы, минеральные частицы (песок).	—	Песок с растительными остатками

с) песок на торфе мелкозернистый, с глинистыми прослойками, горизонтально-слоистый, мощностью около 0.3 м. На участке, где торф отсутствует, залегает на нижнем („а“) слое песка, без видимого несогласия, песок мелкозернистый, кварцевый, белый около 3 м



Фиг. 9. Пыльцевая диаграмма разреза по р. Свири у с. Калач.



Фиг. 10. Разрез обнажения у с. Калач.

Датировать слои этого разреза позволяет пыльцевая диаграмма (фиг. 9). Лишь самый верхний образец относится к горизонту песка над торфом и позволяет отнести время его отложения к суббореальному периоду. В торфе имеем характерный атлантический спектр вверху и ниже —

бореальный и пребореальный спектр. В нижележащем песке пыльцы не оказалось.

Наконец, последнее подробно изученное обнажение лежит на правом берегу р. Олонки, в нижнем ее течении, километрах в 2 ниже Ильинского лесопильного завода (п. 73). На этом участке, на протяжении 4—5 км тянутся разрезы, в которых выходят: в основании песок, выше торф, затем гиттия, крупный песок и в самом верху мелкий дюнный песок. Эти слои захвачены (кроме дюнного песка) и разрезом (фиг. 11), для которого приводится результат как пыльцевого, так и диатомового анализа. Песок под торфом в отношении пыльцы оказался немым.

Пыльцевая диаграмма в основном совмещает особенности пыльцевого спектра в разрезах по рр. Волхову и Сяси. Толща гиттии и здесь характеризуется значительным развитием ели, падающей в основании подстилающего гиттию торфа. То же заметное развитие ольхи и широколиственных пород и преобладание сосны над березой. Поэтому датировка гиттии суббореальным возрастом и синхронизация ее с аналогичными отложениями других описанных выше разрезов не возбуждают никаких сомнений.

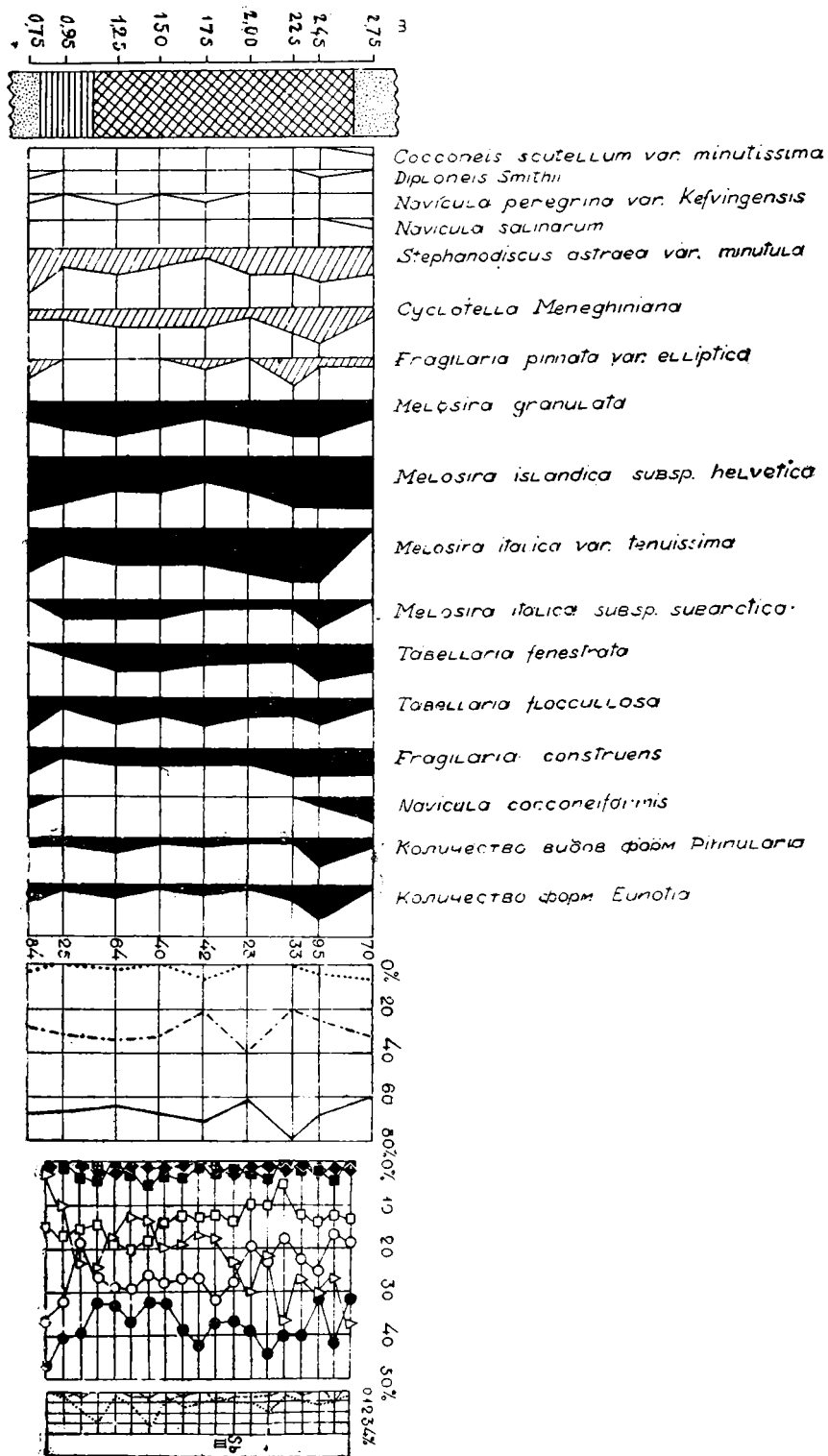
Диатомовая диаграмма показывает комплекс форм, тождественный в отношении экологии с описанными выше разрезами, но несколько отличающийся по систематическому составу. Преобладавшие в обнажениях рр. Волхова и Сяси *Melosira granulata* и *M. ambigua* представлены здесь значительно беднее (в особенности последняя) и уступают руководящее положение другим представителям того же рода — *Melosira islandica* subsp. *helvetica* и *M. italica* var. *tenuissima*. Также ослаблено развитие *Cyclotella comta*.

Описываемый разрез представляет особенный интерес в том отношении, что кроме толщи гиттии микроскопическому анализу на диатомовые подвергнуты также образцы из: 1) торфа, 2) подстилающего последний песка и 3) покрывающего гиттию крупнозернистого песка.

Горизонт торфа, как и можно было ожидать, дает понижение количественного развития большинства форм, кривые встречаемости которых снова повышаются с переходом к гиттии. Еще более резкое понижение, а во многих случаях и исчезновение форм наблюдается при переходе гиттии в покрывающий ее крупнозернистый песок. Только *Melosira islandica* subsp. *helvetica* сохраняет свое доминирующее положение и наряду с этим появляется сразу в заметном количестве *Navicula cocconeiformis*.

Характерно, что и в этом разрезе в верхнем горизонте гиттии наблюдается резкое увеличение количества представителей *Eunotia* и *Pinnularia*, отмеченное выше для обнажения по р. Сяси.

Из общего количества (171), найденных в обнажении по р. Олонке диатомовых, 2% относятся к солоноводным и морским формам: *Cocconeis scutellum* var. *minutissima*, *Diploneis Smithii*, *Navicula peregrina* var. *kefvigensis*, *N. salinarum*.



Фиг. 11. Пыльцевая и диатомовая диаграмма разреза по р. Олонке.

Однако и здесь все эти формы найдены единичными экземплярами, и по изложенным выше основаниям мы не можем придавать им решающего значения. Характерно, что и по видовому составу этот комплекс солоноводных форм отличается от характерного солоноводного комплекса, найденного нами в литориновых отложениях в целом ряде разрезов в районе, расположенном к западу от Ладожского озера.

Таким образом, отложения ладожской трансгрессии во всех трех исследованных разрезах характеризуются вполне определенной ясно выраженной флорой диатомовых. Доминирующие формы представлены весьма банальными пресноводными или пресноводно-солоноводными формами, широко распространенными в пресных водах СССР. Незначительная примесь единичных экземпляров солоноводных и морских форм, отсутствие характерного комплекса диатомовых литориновых отложений северо-западной части Союза — все это не подтверждает проникновения вод Балтики в Ладожскую котловину в момент трансгрессии озера, отложившей описанную выше толщу гиттии.

III. ВОЗРАСТ ЛАДОЖСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ

Во всех разрезах пылевой спектр отложений ладожской трансгрессии характеризуется исключительно постоянным — суббореальным (зона III) характером, что в общем соответствует датировке Айлио. Того же возраста оказался и торф, за исключением разреза у Калача, где нижняя часть его имеет даже пребореальный возраст.

Точнее датировать отложения ладожской трансгрессии несмотря на большой фактический материал трудно. Возможно, что ее следует отнести к началу суббореального периода (высокий процент широколиственных пород).

Во всяком случае весь период трансгрессии был сравнительно короток, так как уместается в пределах части суббореального периода, как показывают неизменный в вертикальном разрезе спектр пыльцы и характер диатомовых всех отдельных пунктов. В этом отношении ладожская трансгрессия отличается в равной степени как от литориновой, так и от андиловой трансгрессии.

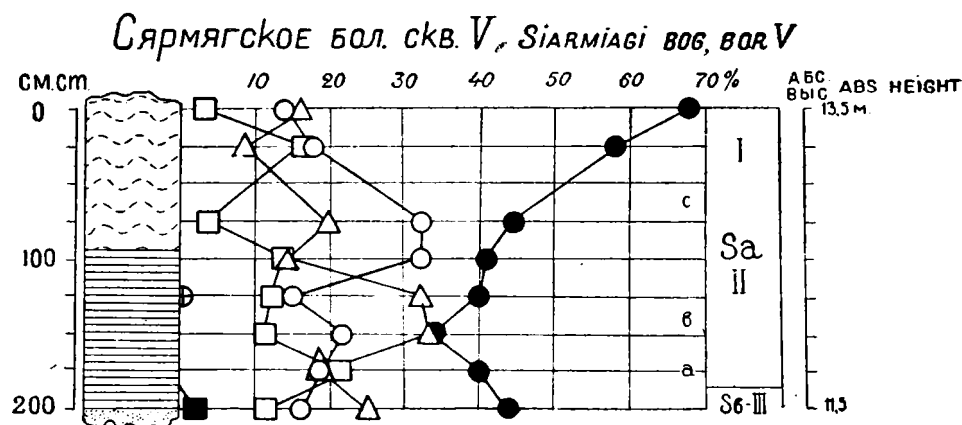
Торфяники. Низина, примыкающая к южной половине Ладожской котловины, покрыта многочисленными торфяниками, из которых некоторые (Соколий мох, торфяник в низовьях р. Паши, Сермягское болото) достигают очень значительных размеров.

Опыт нашей работы в прибрежной полосе Финского залива показал исключительную важность изучения торфяников, расположенных в полосе, затоплявшейся водами послеледниковых бассейнов, для суждения о возрасте отдельных бассейнов. С этой целью было поставлено изучение торфяников Приладжья.

Большинство из них оказались чрезвычайно мелкими. Более подробно из числа 5—6 торфяников было изучено строение торфяника

Сермягского, лежащего на восточном берегу Ладожского озера, и торфяника Воло-Ярви, расположенного на противоположном западном берегу.

Сермягское болото (п. 72) тянется в NW—SE направлении к юго-западу от г. Олонца. Наибольшая его длина — около 30 км при ширине всего 2—3 км. Бурение было произведено поперек средней части болота, между гатью, идущей через болото от с. Сермягская гора и лежащим к N от нее небольшим озерком. Наиболее глубокая скважина достигает всего 2 м глубины. Ее разрез изображен на фиг. 12.



Фиг. 12. Пыльцевая диаграмма скважины Сермягского болота.

Под торфом залегает песок. Торф внизу осоковый, выше сфагновый. Если судить по пыльцевой диаграмме, весь горизонт торфа субатлантического возраста. Граница суббореального периода проходит по линии контакта торфа с нижележащим песком. Абсолютная высота этого контакта около 11,5 м. Таким образом уровень суббореальной ладожской трансгрессии к концу суббореального периода опустился в указанном пункте во всяком случае до 11,5 м.

IV. КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

Во всех основных разрезах прибрежной полосы южного Приладожья с большим постоянством повторяются одни и те же три горизонта: 1) отложения ладожской трансгрессии, 2) слой торфа, 3) пески, реже песчанистые глины под торфом.

Нижний из этих горизонтов, по нашим анализам на пыльцу и диатомовые, как и по анализам Айлио, оказался почти немим. Исключением являются встреченные в обнажении по р. Олонке единичными экземплярами солоноводные диатомовые *Diploneis Smithii*, *Navicula peregrina* var. *kefvingensis* и некоторые др. Судя по тому, что совершенно аналогичные единичные створки солоноводных диатомовых в районе Финского залива встречались В. С. Поредским во всех решительно горизонтах, от лен-

точных глин до современного сфагнового очеса, строить какие-либо выводы на основании таких находок нельзя.

Поэтому, датировать пески и глины под торфом определенным временем мы не в состоянии.

Косвенные указания дает нам только возраст торфа, залегающего в обнажении р. Свири (фиг. 9) у Калача, где торф накоплялся, начиная с пребореального периода (зона IX) до конца атлантического периода.

При этом отметка залегания нижней его границы составляет ± 8.0 м. Почти на той же высоте она лежит и в других пунктах.

Таким образом, бассейн поднимался во всяком случае до указанной отметки на 3 м выше современного уровня Ладоги не позднее зоны IX. В это время в окрестностях Ленинграда заканчивало свое существование иольдиевое море.

Это обстоятельство подтверждается данными Хиппэ, обнаружившего у западного берега Ладожского озера торф автохтонного характера бореального и пребореального возраста (наши зоны VIII и IX) на абсолютной высоте около 12 м (см. 14, приложение II, диаграмму Р—51, D—69 и стр. 183 текста). Указанная находка справедливо позволяет Хиппэ утверждать, что уровень анцилового озера и иольдиевого моря не достигал в этом пункте высоты 12 м. Точно так же можно утверждать, что в отрезке иольдиевое — литориновое время (зоны IX—IV) у Калача уровень Ладоги не поднимался даже до ± 8 м абс. выс. На основании его данных и наших связь Ладожской котловины с Балтийской в долиториновое время рисуется следующим образом:

Ладожская котловина представляет часть Балтийского ледникового озера Gl III. Имевшая место в субарктическое время регрессия осушает рукав, проходивший по южной части Карельского перешейка — долине Невы. Соединение сохраняется вдоль северной части перешейка, а южный рукав восстанавливается во время трансгрессии Gl IV (B III), представляющей последний этап в существовании приледникового Балтийского озера. Последующая быстрая регрессия (образование иольдиевого моря) снова приводит к осушению южного рукава. Иольдиевое море проникает, однако, в Ладогу северным путем, где изобазовая поверхность его располагается на высоте 40—45 м при минимальной высоте водораздела в 15 м. К юго-востоку от линии Никулясы — Видлицы она погружается под современный уровень Ладожского озера и в области южной половины Ладожской котловины берег иольдиевого моря в настоящее время затоплен. В Шлиссельбурге иольдиевая изобазовая поверхность имеет уже отрицательную отметку (11). В анциловое время сохранилась та же картина, но глубина пролива несколько уменьшилась (изобазовая поверхность имеет отметки в 25—30 м). Анциловая изобазовая поверхность погружается под уровень Ладожского озера чуть севернее иольдиевой изобазовой поверхности и у Шлиссельбурга также имеет отрицательную отметку. Таким образом, область Приневской

низменности представляет собою сушу в течение всего послеозерно-ледникового периода. Северный рукав также, повидимому, перестает существовать после анциловой трансгрессии, так как изобазовая поверхность анциловой регрессии лежит ниже низшей точки водораздела северной части Карельского перешейка ($+15$ м), как это видно по профилю-диаграмме Хиппэ (приложение V). Ладога в анциловое время впервые после отступления ледника превращается в замкнутое озеро. Правда, залив анцилового озера должен был почти подходить к водораздельной точке Гейниокского перешейка. На профиль-диаграмме Хиппэ (14, приложение V) видно, что в северной части Карельского перешейка изобазовая поверхность времени анциловой регрессии опускается до высоты 15 м и ниже. Вероятно, Ладога отчленялась от Финского залива только на короткий момент, соответствующий кульминации анциловой регрессии. Прерванное соединение быстро восстановилось по прежнему пути, через Гейниокский пролив. В результате изоляции (хотя бы и кратковременной) Ладожской котловины при идущем неравномерном поднятии литосферы в этом отрезке времени должны были создаться предпосылки для трансгрессии ладожских вод в юго-восточном направлении, совершенно так же, как это имело место несколькими тысячелетиями позднее, во время собственно ладожской трансгрессии. Несомненно однако, что: 1) вследствие кратковременности изоляции трансгрессия могла достичь лишь небольшой амплитуды; 2) в южной части котловины уровень озера, слегка повысившись, оставался, однако, ниже отметок $+12$ м в устье р. Визиики к востоку от озера Суванто и $+8$ м в юго-восточном углу (Свирь, Калач). До сих пор нигде следов такой трансгрессии обнаружено не было, и предполагаем мы ее на основании чисто теоретических соображений. Возможно, что трансгрессия не оставила своих следов в прибрежной полосе озера, так как уровень ее, повысившись по сравнению с иольдиевым временем, оставался, однако, ниже современного уровня Ладожского озера. Было бы интересно считаться с возможностью обнаружения таких следов при предстоящих впредь исследованиях. Как видно из приведенных цифр, не может быть и речи о соединении в это время Ладоги через Приневскую низменность с Финским заливом: отметка Ладоги в южной части котловины оставалась ниже $+8$ м, т. е. на 10 м ниже водораздела, уровень Балтики в вершине Финского залива опустился до отрицательных отметок.

Судя по изобазам литоринового моря, которые приводит Хиппэ (14, стр. 265), последние лежат в Ладожской котловине на высоте 0— $+25$ м, довольно равномерно поднимаясь к северо-западу. Несколько ниже располагается изобазовая поверхность более поздней стадии литоринового времени, по Хиппэ — L II. Экстраполируя из области Финского залива соответствующие высоты, мы получаем для Ладожского района высоты от $+6$ до $+14$ м (14, приложение V). Изобазовая поверхность L II и L I пересекаются на высоте около 9 м и юго-восточнее этой линии первая лежит выше второй. Оценки Хиппэ в отношении максимальной

высоты литориновой трансгрессии хорошо согласуются с нашими. Следовательно, во всей северной и большей части Ладожской котловины уровень литоринового моря лежит выше уровня современного Ладожского озера, опускаясь под него к юго-востоку от линии с. Морье — устье р. Олонки. К северу от этой линии можно ожидать встретить солоноводные отложения литоринового моря в обнажениях. Из исследованных нами пунктов в эту зону попадает только разрез по нижнему течению р. Олонки, где, однако, такие отложения не обнаружены.¹ К югу от этой линии трансгрессия в литориновое время также имела место, и море затопило районы, представлявшие прежде сушу. Но берег литоринового моря погружается под уровень Ладоги, вследствие происшедших позднее изменений уровня, и соответствующие отложения могли бы быть обнаружены только при исследованиях дна Ладожского озера.

Итак, Ладога представляла залив Балтики при максимальной высоте уровня литоринового моря (по Хиппэ, стадия L I). В последующий промежуток времени мы имели небольшую регрессию, которая, по Хиппэ, сменилась трансгрессией L II. Последняя, если и была, в Ладожскую котловину не проникла, так как ее изобазовая поверхность лежала ниже наинизших точек водораздела Карельского перешейка, как в северной, так и в южной его части (экстраполяция дает для Ладожского района отметки от +6 до +14 м, по Хиппэ). Ладога делается озером, и, как в анциловое время (см. выше), должна испытывать трансгрессию в юго-восточном направлении. С этого момента развитие Ладоги идет, по нашему мнению, иначе, чем это предполагает Хиппэ, и в общем по схеме, данной Айлио.

По нашему мнению отчленение от Балтики явилось окончательным, а отмеченная только-что трансгрессия и явилась начальной стадией ладожской трансгрессии. По мнению же Хиппэ, Ладога явилась ареной новой морской литориновой трансгрессии (L III), следы которой ошибочно принимались Айлио за следы озерной ладожской трансгрессии. Лишь после кульминации трансгрессии L III Ладога окончательно отчленяется от Балтики.

О трансгрессии L III. По мнению Хиппэ, третий и последний по счету подъем уровня литоринового моря оставил след в виде слабо перекошенной береговой линии L III, которая в пределах Карельского перешейка имеет в настоящее время высоту, убывающую к юго-востоку от 25 до 18 м приблизительно. Хиппэ основывается на следующем:

- 1) В нескольких разрезах над слоями, отнесенными им к более ранним литориновым стадиям, были встречены слои водного происхождения.
- 2) Выше береговых линий L I — L II встречены были обрывки береговой линии, отнесенные им к L III; вне района работ Хиппэ — к югу от

¹ Небольшая примесь солоноводных форм, встреченная в гиттии с р. Олонки, вероятно вымыта из нижележащих (иольдиевых?) отложений (см. описание разреза, стр. 88).

Невы, Хиппэ отмечает отлично выраженную древнюю береговую линию, тянущуюся от Финского залива до южного берега Ладожского озера. Ее абсолютные отметки к югу от Невы держатся примерно на 20 м (точнее см. карту, фиг. 1). Как справедливо отмечает Хиппэ (14), эта береговая линия не может быть ни иольдиевой, ни анциловой, ни литориновой в обычном понимании. Следовательно, она остается как бы висящей в воздухе. Ее необходимо датировать временем L III (I). Если продолжить эту береговую линию дальше на восток, она оконтурит Ладожскую котловину в виде залива Балтики, соединенного с последней двумя широкими рукавами-проливами, проходящими через северную и через южную части Карельского перешейка. Эта линия, по мнению Хиппэ, совпадет в Ладожском районе с древней береговой линией ладожской озерной трансгрессии, как ее провел Айлио. Следовательно, ладожская трансгрессия была не озерной, а морской. С выводами Хиппэ трудно согласиться по следующим причинам:

1. Факты, приводимые в доказательство существования такой трансгрессии, мало убедительны: а) констатированные следы древней береговой линии могли быть абрадированы любым регрессирующим бассейном с более высоким уровнем, независимо от его хронологического положения; б) прослойки субаквальных отложений констатированы в нескольких пунктах, причем не доказано автохтонное залегание прослоек торфа, отделяющих слой L III (по Хиппэ) от нижележащего литоринового слоя. Слой L III совсем не охарактеризован диатомовыми и весьма бедно пылцей. Судя по последней, он суббореального возраста, т. е. отложился во время регрессии литоринового моря в нашем понимании последнего. В таком случае он мог быть образован в связи с перебиванием прибрежных торфянистых отложений, залегающих под литориновыми в виде аллохтонных линз. Многочисленные примеры такого залегания — многократного, но мнимого трансгрессирования и регрессирования моря приводит Лундквист для о. Эланда (15). Наконец, Хиппэ не приводит никаких доказательств солоноводности послеледниковых ладожских отложений (диатомовые).

2. Взгляды Хиппэ противоречат следующим данным: а) по Хиппэ, более мощная трансгрессия L III, обладавшая более высоким уровнем, не размывала древние береговые линии II и I, лежащие гипсометрически ниже и образовавшиеся раньше; это обстоятельство совершенно непонятно; б) древняя береговая линия L III к югу от Невы, на которую ссылается Хиппэ (см. выше, стр. 73), образование несомненно более древнее, относящееся к субарктической озерно-ледниковой трансгрессии; в) в области, затоплявшейся, по Хиппэ, морем L III, известны торфяники, сложенные наземным торфом, начавшиеся образовываться значительно ранее (с субарктического времени) и развивающиеся непрерывно до настоящего времени. Таковы торфяники Усть-Тосненский, Самарка, Обуховский (1, 2) и Конновский между Лужской губой и Нарвским заливом (6). Судя по диато-

мовым, анализом которых мы располагаем, отложения послеледниковой ладожской трансгрессии пресноводные. Все изложенное заставляет нас прийти к выводу, что послеледниковая ладожская трансгрессия была трансгрессией озера, а не залива моря. В этом отношении мы поддерживаем точку зрения Айлио.

У. ВЫСОТА УРОВНЯ ЛАДОЖСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ

Слой торфа под отложениями ладожской трансгрессии в районе Новой Ладоги опускается на 3.1 м ниже наинизшего современного уровня Ладоги. Время этой регрессии, судя по находкам Иностранцева, датировкам Айлио и нашим пылевым анализам, относится к первой половине суббореального периода. Айлио датирует их 2500—2000 г. до начала н. э. (13, стр. 152), в то время как начало суббореального периода следует отнести на 2600 лет до начала н. э.

Таким образом в начале суббореального периода уровень Ладоги в южной части опускается на 3 м ниже современного. Освободившаяся полоса суши, ограниченная 3-метровой изобазой, очень неширока. Вдоль западного и восточного берегов она имеет в ширину всего несколько сот метров, на южном берегу до полутора километров.

Последовавшая затем ладожская трансгрессия оставила свои осадки выше уровня современной Ладоги. Изменение их литологического состава кверху выражено почти во всех разрезах в виде постепенного перехода гиттии в пески, что указывает на обмеление бассейна. Максимальная высота залегания гиттии дает указание на минимальную высоту уровня трансгрессии, так как лежащие на ней пески могли частью отлагаться уже и выше уровня бассейна. Отметки залегания гиттии в изученных разрезах колеблются в узких пределах до +11 м (р. Сясь). Таким образом, уровень ладожской трансгрессии поднялся у южного берега во всяком случае выше этой отметки, т. е. минимум на 5.5 м выше современного уровня Ладоги и на 8.6 м выше уровня предшествовавшей регрессии (минимальная амплитуда трансгрессии).

Судить о максимальной возможной высоте уровня ладожской трансгрессии можно двояким путем:

1) По абсолютной высоте залегания основания торфяников, возраст которых не моложе времени максимума ладожской трансгрессии. Из их числа могут быть интересны в этом отношении исследованные Г. И. Ануфриевым и В. С. Доктуровским (1, 2) торфяники Резвых, Дунай и Синявино. Только два последних начали образовываться ранее ладожской трансгрессии. Болото Дунай в пункте, исследованном В. С. Доктуровским, сложено сверху сфагновым, а внизу — сфагново-осоковым торфом. Болото начало образовываться в атлантическое время, когда „... сырая низина зарастала хвоем, тростником, осоками и гипновыми мхами“.

Отметка поверхности болота Дунай составляет 20 м, а основания 18 м абс. выс., что соответствует и не противоречит принимаемой

Айлио отметке максимума ладожской трансгрессии в этом пункте. Интересны данные строения Синявинского болота. К сожалению, неизвестна точная высота его поверхности, но лежит оно в низине ниже гребня вала ладожской трансгрессии (18.4—18.7 м). В северо-западной и наиболее пониженной части болота Г. И. Ануфриев (1, стр. 91) отмечает наличие на сфагновой прослойке осокового торфа, что возможно, стоит в связи с поднятием уровня Ладоги во время ладожской трансгрессии. Высота залегания этого слоя несомненно значительно ниже гребня Преображенского берегового вала, что нисколько не противоречит предположению о сравнительно низком уровне ладожской трансгрессии (см. ниже). В несколько более высокой части торфяник местами уже с глубины 4 м развивался нормально с бореального возраста (2, стр. 94). К сожалению, точные отметки его поверхности и в этой части болота пока неизвестны.

2) Другой метод установления максимальной высоты ладожской трансгрессии, которым и пользуется Айлио, состоит в определении отметок береговых валов ладожской трансгрессии.

По нивелировкам Айлио эти отметки составляют:

Никулясы	20.5 м	Шлиссельбург	18.9 м
Гавань	20.6 „	Волхов	17.4 „
Ваганова	19.4 „	Сясь	19.2 „
Кут-Лахта	20.4 „		

Несколько ниже — по 17-метровой горизонтали, Айлио проводит границу ладожской трансгрессии, которую поэтому приходится завести глубоким заливом вдоль верхнего течения р. Невы до Невских порогов.

Айлио отмечает, что береговые валы ладожской трансгрессии перевеяны, что видно и из наших описаний отдельных разрезов. Так, в районе Волхова, согласно Айлио, дюнный песок достигает мощности 7 м. Мощность дюнного песка даже по линии Сясьских каналов, т. е. у северного склона валов, 1—2 м. В результате перевевания гребень береговых валов повышается. Так, например, отметки литориновых валов у с. Калище на южном берегу Финского залива оказались повышенными от первоначальной высоты в 11 и до 26 м. Следовательно, если и проводить уровень бассейна по высоте гребня берегового вала, то во всяком случае не измененного перевеванием. Для района Шлиссельбурга (разрез Поклонной горы) это составит около 16 м абс. выс. Но действительная высота была, несомненно, еще меньше, так как уровень бассейна лежит на несколько метров ниже гребня вала, насыпаемого на его берегу, и отвечает скорее отметке подошвы вала.¹

¹ Этому и ряду других методологических вопросов посвящена статья К. К. Маркова „О признаках трансгрессий и регрессий“ (8). В доказательство приведенного принципа приведен ряд нивелировок, показывающих величину превышения гребня современного берегового вала над уровнем Финского залива.

Южный берег Финского залива:

Мыс Сур Ниemi	3.5 м
С. Ракопежи	3.3 „
С. Мустово	2.1 „
С. Пейпия	2.4 „
С. Гарколово	1.3 „
С. Репина	1.4 „
С. Ручьи	2.2 „
С. Сменкова	2.4 „
С. Слободка	2.2 „
С. Конново	2.8 „
Онежское озеро	
С. Андомская гора	4.2 „ (вал переваян).

Таким образом, если бы мы следовали принципу, применяемому нередко по отношению к древним береговым валам и по отношению к современным, мы пришли бы к выводу, что уровень Балтийского моря на 1.3—3.5 м, а уровень Онежского озера на 4.2 м выше действительного (подробнее см. 8).

Береговые валы, сопровождающие береговую линию ладожской трансгрессии, отличаются большой относительной высотой. В частности: у Преображенской горы, согласно Айлио, отметка подошвы вала лежит всего на 14.8 м, в устье р. Сяси 15.9 м, у Кут-Лахты 16.9 м, близ устья р. Олонки 15.3 м и т. д. Судя по приведенным отметкам, уровень ладожской трансгрессии, в среднем, на 4 м ниже, чем принимает Айлио. Это не меняет очертаний береговой линии ладожской трансгрессии на карте, но совершенно изменяет представления Айлио об истории р. Невы.

Другую оценку дает Б. Ф. Земляков в цитированной выше работе о Негежемской стоянке на р. Свири (4). Он принимает уровень ладожской трансгрессии равным 23.2 м — на 4—5 м выше, чем Айлио. Однако, озеро с таким уровнем на месте Ладожской котловины вообще не могло бы существовать: оно вылилось бы в Финский залив через водораздел Приневской низменности, имеющий высоту всего лишь в 18 м (отметим, что Б. Ф. Земляков придерживается концепции Айлио о ладожской трансгрессии, относя ее к замкнутому озеру, и не приводит данных о неравномерном поднятии юго-восточного берега Ладоги). В данных Б. Ф. Землякова (пыльца, литологический характер слоя, прикрывающего культурный горизонт Негежемской стоянки) нет ничего, что не позволило бы считать перекрывающий стоянку слой аллювиальным образованием р. Свири. Отмечаемый уступ, вероятно, эрозионный, относится и к береговой линии озерно-ледниковой трансгрессии Gl IV, береговая линия которой должна иметь в низовьях Свири отметку в 20 м с лишним. Как любезно сообщила нам А. И. Зоричева, специально изучавшая береговые линии этого района, в низовьях р. Свири действительно есть следы двух древних береговых линий, из

которых нижняя относится к послеледниковой ладожской трансгрессии, в то время как верхняя с отметкой выше 20 м абс. выс. представляет древний берег приледникового озера.

VI. ОБРАЗОВАНИЕ Р. НЕВЫ

Понизив уровень ладожской трансгрессии до только что указанной отметки, мы неизбежно тем самым сузим залив, проведенный Айлио вдоль верхнего течения р. Невы к Невским порогам, до ширины современного русла Невы, так как соответствующая 13—14-метровая горизонталь (вместо принимаемой Айлио 17-метровой) прижимается с обеих сторон почти вплотную к р. Неве. Следовательно, ко времени максимума ладожской трансгрессии на месте Невы уже располагалось типичное речное русло, доходившее до современных Невских порогов. Это русло, несомненно, уже до максимума трансгрессии продолжалось дальше и впадало в Финский залив. Явление прорыва вод Ладоги в Финский залив у Невских порогов не могло иметь места, так как более низкий уровень трансгрессии, чем это предполагалось, исключает возможность переливания вод Ладоги через водораздел, расположенный на несколько метров выше.

Следы берега залива, проведенного Айлио вдоль Невы, отсутствуют, и вряд ли могли быть установлены даже если бы и существовали, так как на высоте, принимаемой Айлио для уровня ладожской трансгрессии, располагаются многочисленные береговые валы более древнего бассейна (озерно-ледниковой трансгрессии Gl IV). Что же касается абразионного уступа, указанного Айлио у с. Маслова выше с. Пороги и отмечающего, якобы, границу распространения залива ладожской трансгрессии, то наличие его вообще следует оспаривать. В этом пункте есть только следы древнего русла р. Невы, несомненно, эрозионного происхождения, так как ограничено это русло с обоих бортов крутыми уступами. Отступая дальше от Невы начинается холмисто-моренный ландшафт, граница которого в сторону Невы действительно имеет характер нерезкого уступа, но отнюдь не абразионного. Конечно-моренный ландшафт в этом пункте вдаётся клином к югу, и русло сильно загромождено валунами.

Таким образом, Нева существовала задолго до ладожской трансгрессии. После регрессии литоринового моря и окончательного обособления Ладожской котловины Ладожское озеро имело сток в Финский залив одновременно через Гейниокский пролив и р. Неву. Напомним, что водораздел в области Приневской низменности представляет собой сушу непрерывно уже с конца озерно-ледниковой стадии Балтики, т. е. в течение всего ильдиевого, анцилового и литоринового времени. Берег озера вначале лежал в южной его части ниже и несколько севернее, чем в настоящее время, в Шлиссельбургском заливе на линии с. Бугры — м. Сосновец, а исток Невы поэтому километрах в 6—7 северо-западнее,

чем в настоящее время, на только что отмеченной линии. Что это действительно так, указывает древняя ложбина, идущая и сейчас по дну Шлиссельбургского залива в указанном направлении и впервые отмеченная Айлио. Дно ложбины наклонено вниз по течению р. Невы. Ее существование одно уже указывает на наличие в период до максимума трансгрессии реки, текущей в юго-западном направлении, по современному руслу Невы. Глубина р. Невы колеблется выше порогов от $3\frac{1}{2}$ до 11 м, т. е. дно лежит во всех случаях ниже минимального уровня Ладожского озера, предшествовавшего его трансгрессии (на 3 м ниже современного), что подтверждает возможность существования Невы до начала ладожской трансгрессии, возможно в литориновое время.

Уже Айлио отмечал наличие сходной эрозионной ложбины на дне Невской губы Финского залива. Эта ложбина протягивается от современного устья Невы через пролив между о. Котлиным и г. Ораниенбаумом. Айлио считал, что она была промыта во время анцилового времени р. Тосной (Alt-Tosna).

Заметим, что как указывалось выше, во время анциловой регрессии колебания уровня в Ладожской котловине должны были идти в общем по тому же плану, что и во время суббореальной ладожской трансгрессии. Отшнурования Гейниокского пролива неминуемо должно было вызвать трансгрессию у южных берегов Ладоги. Однако, как указывалось выше, уровень Ладоги в конце анцилового времени оставался чрезвычайно низок, судя по данным, полученным в окрестностях Ленинграда, значительно ниже современного. Поэтому Ладога в долиториновое время не могла иметь стока через южную часть Карельского перешейка, а, вероятно, сохраняла его через северную часть перешейка.

По мере развития ладожской послеледниковой трансгрессии в южном направлении постепенно мелело и теряло свое значение русло у Гейниок. Параллельно увеличивалась масса воды, протекавшей через р. Неву. Само явление трансгрессии было вызвано не равномерным изостатическим подъемом берегов Ладоги при полном отсутствии стока на месте Невы, а первым условием и одновременной слабой разработанностью русла Невы. По мере увеличения мощности потока, начавшаяся интенсивная эрозия Невы увеличила пропускную способность ее русла, что вызвало вначале приостановку трансгрессии, а потом и регрессию Ладожского озера до современного его уровня. Амплитуда регрессии у Шлиссельбурга равнялась около 9 м. В районе Сермягского болота, к началу субатлантического периода, регрессия выражалась величиной около 4 м (от 16 до 11 м абс. выс.), а остальная часть регрессии пришлось на субатлантическое время. Следы увеличения мощности р. Невы можно видеть в разрезе у Новосаратовской колонии, где торф, залегающий на гиттии, перекрыт песком субатлантического возраста и, вероятно (ср. б, стр. 236), аллювиального происхождения. Это же обстоятельство вызвало отчасти и опреснение вершины Финского залива, отразившееся столь

отчетливо в суббореальных горизонтах болот: Лешего, Хабаловского, Лахтинского и Сестрорецкого.¹

VII. НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О КОЛЕБАНИЯХ УРОВНЯ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА В ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ

В 1930 г. К. К. Марков, В. И. Полянский и А. П. Пуминов объехали южный и юго-восточный берега Онежского озера (Вознесенье — Муромское) с целью поисков следов его колебания в послеледниковое время. Уже по данным С. А. Яковлева было известно, что ленточные отложения у южного берега озера (по Мариинской системе) поднимаются на большую высоту, залегая даже на Онежско-Волжском (Шекснинском) водоразделе. Таким образом, очевидно было, что вскоре после освобождения района Онежской котловины от льда образовавшееся озеро достигало высокого уровня.

Значительно менее определенны данные о более недавней, послеледниковой истории Онежского озера. Они ограничиваются следующими соображениями Б. Ф. Землякова по поводу условий залегания Вознесенской неолитической стоянки (3, 88):

„Вполне сходные условия залегания (с Негежемской стоянкой на р. Свири у свирской гидростанции. *К. М.*) дает и стоянка у с. Вознесенье, культурный слой которой лежит на высоте около 35 м над уровнем моря и перекрывается отложениями онежской трансгрессии по времени, очевидно, синхроничной ладожской“.

Нелишним будет поэтому изложить собранные данные, рисующие картину послеледниковых колебаний уровня южной части Онежского озера в ином виде.

Вознесенская стоянка. В истоке р. Свири, по правому ее берегу по пути от Вознесенья на Куликов маяк, обломки керамики неолитического человека начинают попадаться еще у верхних (по течению) домов с. Вознесенья и дальше исчезают, не доходя мыса, предшествующего мысу маяка Куликова. Черепки разбросаны по самой поверхности современного берегового вала на высоте не более 1.0 м над озером. Невысокий береговой вал слегка возвышается над всем побережьем, так как дальше от берега, т. е. за ним, лежит болотце. Вал сложен крупным песком с галькой, ниже, частью — илистым песком, тоже с галькой и отдельными черепками. Черепки находятся в сфере досягаемости волн Онежского озера: даже при ничтожном волнении они намываются и переотлагаются и в настоящее время.

Залегание остатков неолитической керамики на и внутри современного берегового вала Онежского озера уничтожает возможность

¹ Образование Невы в результате прорыва вод Ладожского озера в Финский залив ранее уже отрицала Н. В. Потулова (70). Энергично возражает против него в своей работе и Хиппэ (74).

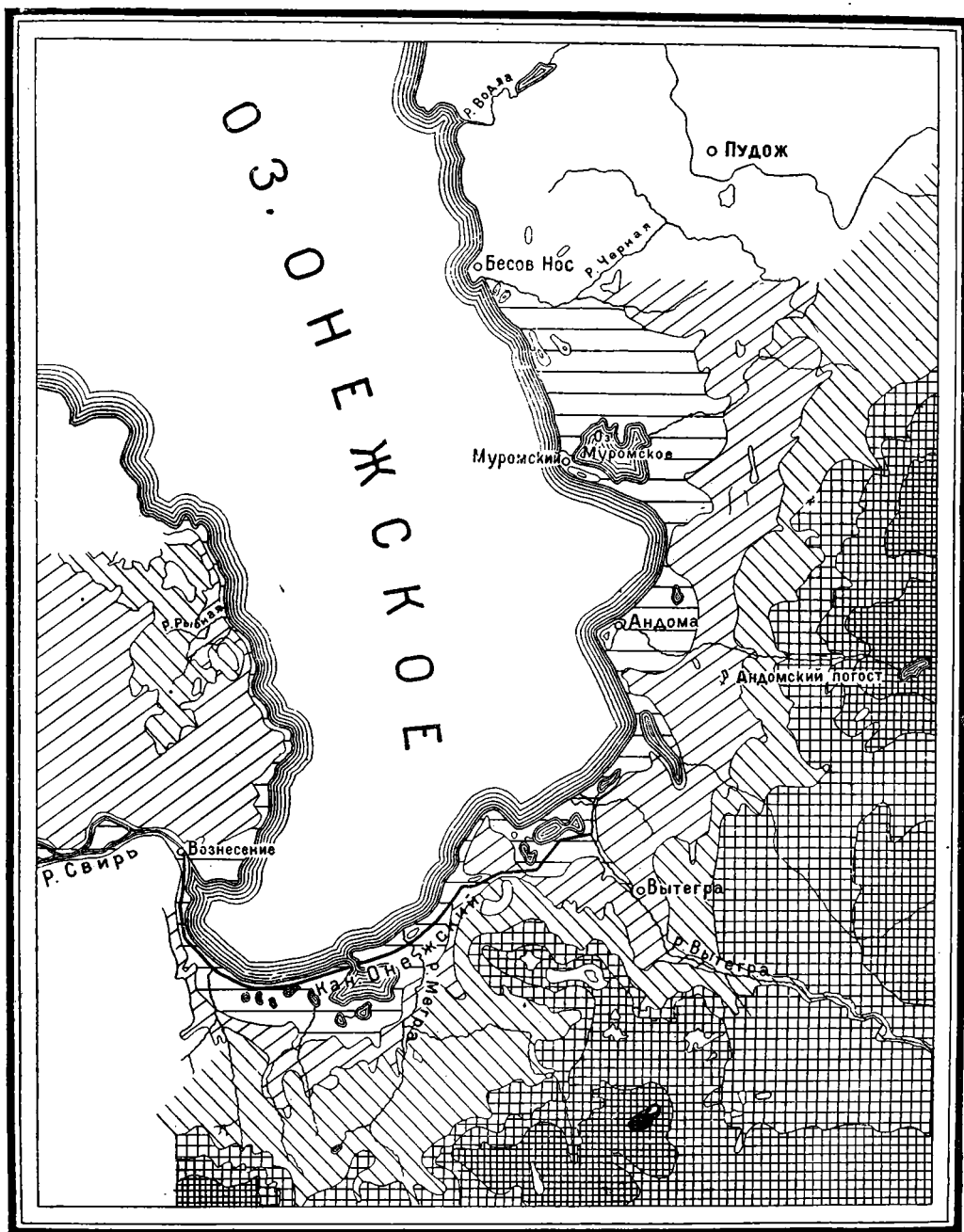
обоснования на них факта последниковой („очевидно (!) синхроничной ладожской“) трансгрессии Онежского озера.

Прежде всего, указанные находки лежат не *in situ*. Они намываются в настоящее время и, следовательно (так как в толще вала культурного слоя нет, а за валом лежит нетронутый прибоем торфяник), из-под современного уровня Онежского озера (его прибрежной части). Логически возможным является только это предположение, хотя местонахождение культурного слоя неизвестно, и вряд-ли он сможет быть обнаружен впоследствии. Нужно думать, что в период образования культурного слоя уровень Онежского озера в истоке Свири был ниже, чем в настоящее время, по Б. Ф. Землякову в 1-ю фазу развития гребенчатой керамики — за 2500—2700 лет до н. э., во время существования ладожских стоянок Иностранцева и в первой половине суббореального периода.

После суббореальной стадии более низкого уровня Онежского озера оно трансгрессировало, точно так же, как и Ладожское озеро. При этом исходный уровень Ладожского озера (до начала последниковой трансгрессии) был ниже современного. То же соотношение уровней имело место у Вознесенья для Онежского озера, где, повидимому, культурный слой стоянки, лежавший тогда над водой, сейчас затоплен. Итак, исходные и конечные уровни Ладожского и Онежского озер находятся в сходных соотношениях в обоих озерах. Весь вопрос сводится к тому, распространяется ли это сходство и на промежуток времени между отмеченными моментами, т. е. имели ли колебания уровней обоих озер в течение указанного промежутка времени одинаковый или противоположный знак.

Для решения этого вопроса имеются данные морфологического и стратиграфического характера.

Характер прибрежной полосы юго-восточной части Онежского озера. У с. Вознесенья низменная прибрежная полоса вначале узка и сложена мореной, выходящей непосредственно на поверхность. Восточнее полоса расширяется и покрыта торфянистыми покосами (осоково-сфагновыми болотами). Так, по линии р. Ошты от берега озера тянется километра на 2 осоковое болото, дальше — влажные луга. Местность совершенно постепенно поднимается к югу на протяжении 5 км на 15.4 м (по топографической карте). Река Ошта течет почти вровень с берегом, в берегах — мелкий песок (аллювий), а выше с. Ошты, где берега делаются выше, — морена, до самого верха обнажений. К югу от с. Ошты местность начинает заметно подниматься, но попрежнему полого. Никаких признаков абразионного уступа невидно. К северу от с. Ошты лежит торфяник поперечником с севера на юг в 3 км, переходящий в восточном направлении в группу озер. Торфяник осоково-сфагновый с наклоном поверхности к северу, приподнятый всего на 0.5—8 м над уровнем Онежского озера. Он подходит своим северным краем к Онежскому каналу, между которым и берегом озера тянется шириной в 200—800 м полоса береговых валов, протягивающаяся от устья р. Ошты до озера Мегрегского.



Фиг. 13. Гипсометрическая карта южного Прионежья.

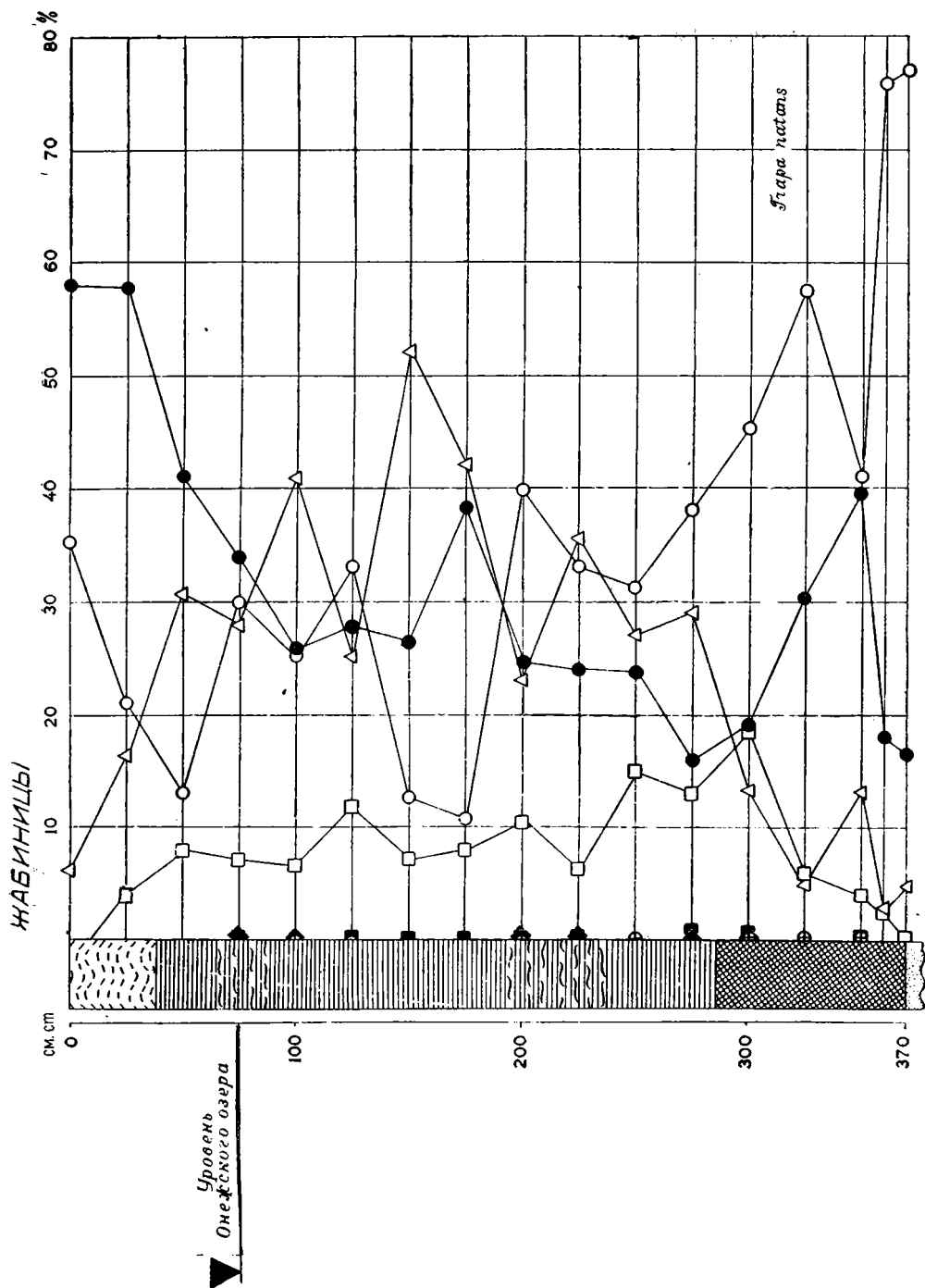
Валы лучше выражены у с. Жабиницы, где при ширине песчаной полосы около 200 м их около 8. Они приподняты до высоты 3—4 м над озером, с поверхности, повидимому, перевеяны. В настоящее время на этом участке следы современного приобья видны до высоты 3 м, что не исключает возможность образования их при высоте уровня озера, равной современной. Ботанический анализ скважины на отмеченном выше болоте, в 100 км южнее канала против с. Жабиницы (17.5 км от с. Вознесенья), по данным Инсторфа, показан на фиг. 14.

Как видно из приложенной пыльцевой диаграммы (разбор ее будет дан ниже) и разрезе скважины (фиг. 14), торфяник погружен в воду почти до самой поверхности. Линия контакта осокового торфа и гиттии лежит на 2 м под уровнем воды. Важно отметить находку ископаемых остатков *Trapa natans*, которые до сих пор не отмечались в этом районе, отодвинутом столь далеко к востоку от Балтийского моря.

На восток от пристани Жабиницы тянется до самого Онежского озера обширное осоковое болото, расширяющееся к востоку и окаймляющее озеро Мегрегское. Болото от Онежского озера отделяется узкой каемкой берегового вала (25—50 м ширины), приподнятого метра на 4 над уровнем озера. Вал прерывается только в устье озера Мегрегского, откуда направляется на м. Новый Нос — устье р. Мегры и дальше к востоку. Обширная поверхность болота к югу от него горизонтальна, покрыта осокой, хвощем и тростником и тянется до Архангельского тракта, у которого поднимается не более, чем на 0.5 м над уровнем Онеги. Болото примыкает с обеих сторон к р. Мегре и сложено, как показал ряд скважин, незначительной, едва достигающей 1.8 м толщей торфа, подстилаемой мелким песком. Поверхность болота здесь слегка выпукла. От с. Н. Понизовье к югу поверхность начинает полого подниматься. Возвышенность, с востока примыкающая к низине, сложена всюду с поверхности мореной, окрашенной под влиянием коренных пород в малиново-красный цвет.

Далее на восток коренные возвышенности попрежнему образуют в сторону Онежской котловины крутой уступ, который у с. Палтога подходит ближе к берегу озера, почти к самому каналу, так что уже в 1 км от него отметки достигают 100 м высоты. Попрежнему, поверхность сложена красноватой мореной, причем отсутствуют всякие следы древних береговых линий и отложений древнеозерных бассейнов.

Выступ берега севернее с. Палтоги — слабо волнистая моренная поверхность, приподнятая над уровнем Онежского озера на 15—20 м и обрывающаяся к нему крутым уступом, образующим на участке от с. Ежины до с. Петропавловское почти непрерывное обнажение красноватой морены до 5 м высоты. Восточнее с. Палтоги крутой уступ плато вновь отходит от берега, оставляя расширенную низменную прибрежную полосу, напоминающую аналогичное расширение Жабиницы-Мегра. Располагающаяся здесь система озер и болот лежит также на уровне Онежского озера.



Фиг. 14. Пыльцевая диаграмма скважины болота у с. Жабиныцы.

Бурение дна оз. Вихтозера (у 58 км от с. Вознесенье) по профилю на ССВ обнаружило торфянистую гиттию, мощности от 1.0 (центр озера) до 1.7 м у южного берега под слоем воды от 1.0 до 2.0 м.

Почти горизонтальная поверхность простирается по обоим берегам р. Вытегры к югу до г. Вытегры, причем она сложна здесь красноватыми неправильно-слоистыми ленточными глинами.

К северу от г. Вытегры прибрежная полоса Онежского озера граничит с возвышенностями, на которых лежит с. Андома, попрежнему не образуя следов древних береговых линий. Прибрежная низина здесь расширена. Западнее с. Галична поверхность приподнята над уровнем р. Андомы всего на 1 м, а ниже устья ручья Крестного река течет вровень с берегами, по обширному торфяному массиву Андомского болота, подходящему к самому берегу Онежского озера и совершенно изолирующему островную Андомскую гору.

Аномский торфяник к западу от р. Андомы — сфагновый, к востоку — преимущественно осоковый. Поверхность его едва выпукла, причем в месте нивелировки эта выпуклость едва достигает величины 0.5 м. К северу и к югу от Андомской горы торфяник отделен от озера узким барьером современного слегка перевеянного берегового вала (до 4—5 м высоты), иногда несколькими параллельными валами. К юго-востоку от Андомской горы отходит песчаная коса, не превышающая абсолютной высоты современных береговых валов и разделяющая болото надвое.

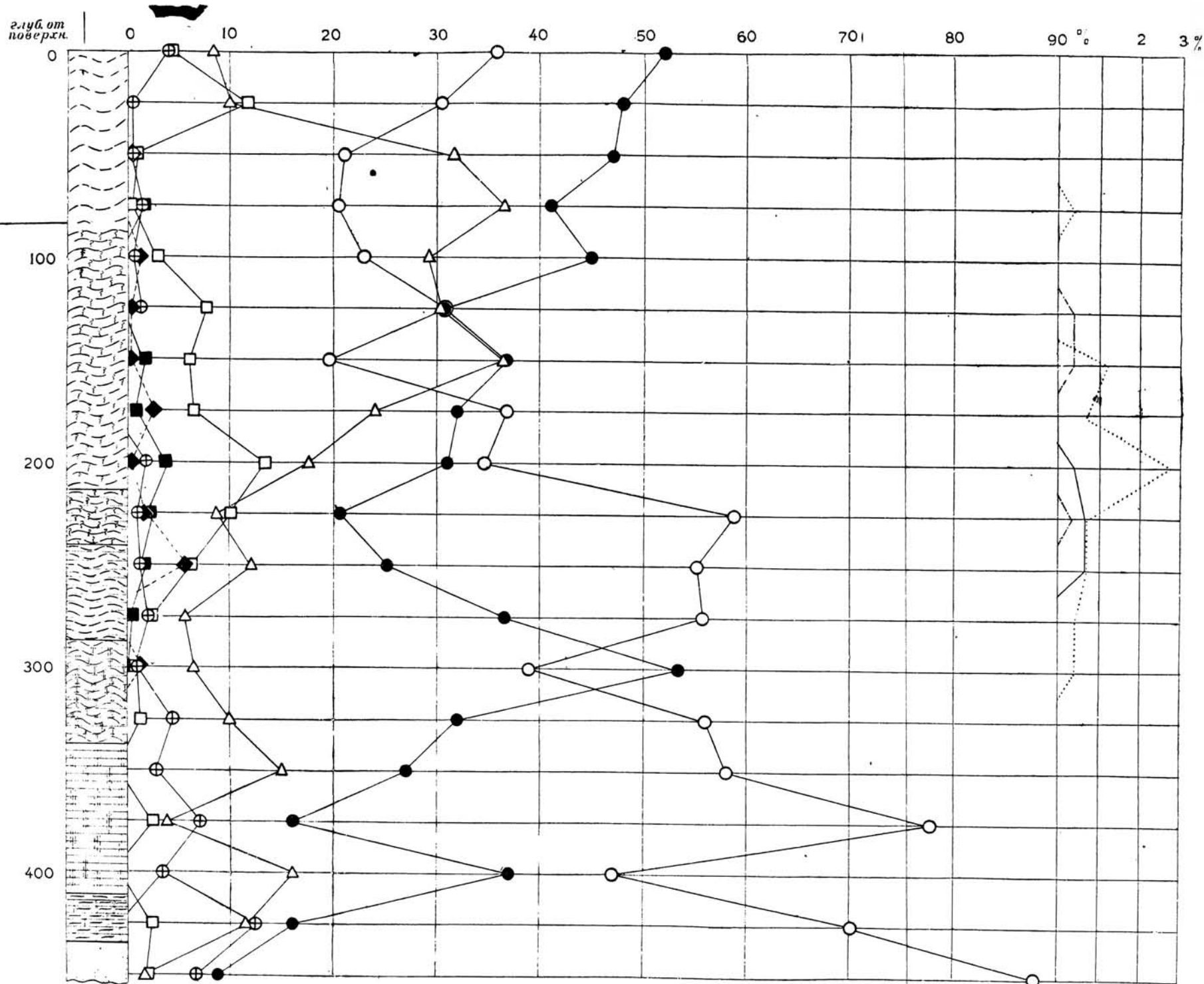
На болоте заложено было 9 скважин по профилю в виде буквы „п“: от берега озера (севернее Андомской горы) — на восток, затем на юг и, наконец, на запад опять к берегу озера (к югу от Андомской горы).

Во всех скважинах встречен был только торф, залегающий на сортированном мелкозернистом песке и достигающий мощности 5.5 м. В 3 км от Андомской горы (с. Монастырского) к югу современный береговой вал сменяется абразионным уступом в 5—6 м высоты. В обрыве выходит морена. Еще южнее, у с. Устье, абразионный уступ вновь замещается береговым валом. В 3 км к югу от Андомской горы и несколько севернее устья р. Андомы у берега, в воде на глубине около 0.5 м встречены были большие древесные пни, сидящие корнями в грунте. Ботанический анализ скважины 5 с болота Андомского дан в табл. 4, пыльцевая диаграмма на фиг. 15.

Муромское озеро отделяется от озера Онежского невысокой моренной грядой, которая севернее переходит в песчаную косу.

Здесь, на берегу, к югу от протока из Муромского озера в Онегу — в большом количестве встречаются глиняные черепки с ямчатым орнаментом. Культурного слоя найти не удалось. Не исключена возможность последующего его затопления, как это, повидимому, имело место с культурным слоем Вознесенской стоянки. Севернее протока из Муромского озера береговой вал перевеян в довольно значительные дюны, дости-

АНДОМА



Фиг. 15. Пыльцевая диаграмма скважины Андомского болота

Таблица 4

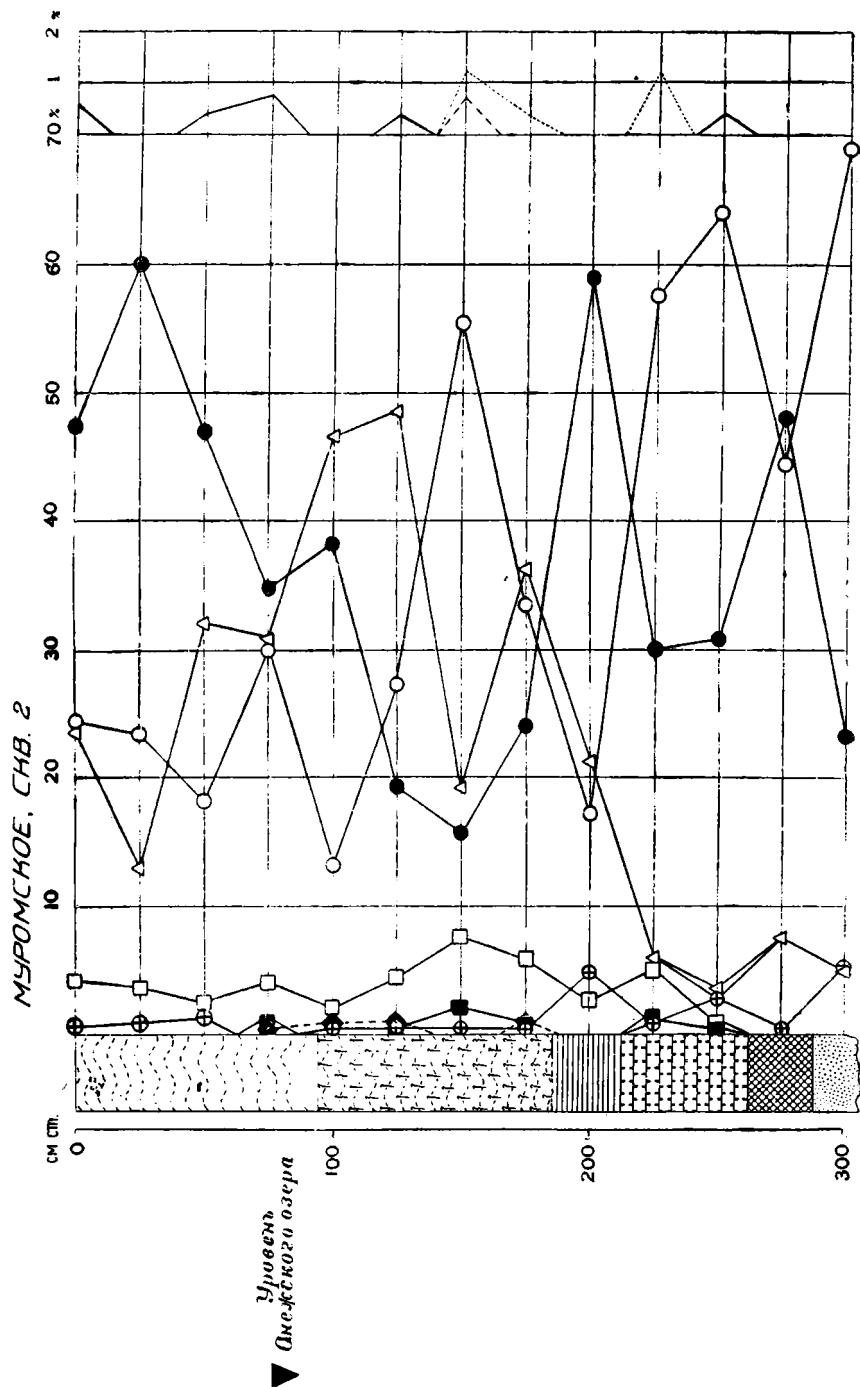
Глубина от поверхности	Степень разложения (%, 0/10)	Ботанический состав	Вид торфа
0.0	0	Светлобурый, волокнистый; <i>Sphagnum fuscum</i> , <i>Sph. parvifolium</i> , <i>Sph. medium</i> — единично, листья <i>Cassandra</i> , <i>Andromeda</i> и клюквы . . .	Сфагновый очес
0.25	3	Желтый, волокнистый; <i>Sphagnum medium</i> , <i>Sph. parvifolium</i> , <i>Sph. fuscum</i> , корешки и волокна пушицы; корешки клюквы	Сфагновый, с пушицей
0.5	20	Желто-бурый, волокнистый; <i>Sphagnum medium</i> , <i>Sph. parvifolium</i> , корешки и волокна пушицы, кора сосны, корешки клюквы	Сфагновый, с пушицей
0.75	25	Бурый, волокнистый; <i>Sphagnum cuspidatum</i> , <i>Sph. parvifolium</i> и <i>Sph. medium</i> , единично, корешки и волокна пушицы, кора сосны, листья и корешки клюквы, семена пушицы	Сфагновый, с пушицей
1.0	45	Бурый, волокнистый; <i>Sphagnum medium</i> , <i>Sph. parvifolium</i> , корешки и волокна пушицы, кора сосны, мелкие остатки кустарника	Сфагновый, с пушицей
1.25	55	Бурый, волокнистый; <i>Sphagnum medium</i> , <i>Sph.</i> из группы <i>recurvum</i> , пушица — корешки и волокна, кора сосны, мелкие остатки кустарника Кора сосны и березы, много песка, плоды осоки, семена трифоли	Сфагновый, с пушицей Осоково-хвощевый со сфагнумом и древесинной
1.5	60	Темнобурый; <i>Sphagnum medium</i> и <i>Sph.</i> из группы <i>recurvum</i> , волокна и корешки пушицы, кора сосны, небольшая примесь песка	Сфагновый, с пушицей
1.75	70	Темнобурый, мажущий; <i>Sphagnum medium</i> и <i>Sph.</i> из группы <i>recurvum</i> , много волокон пушицы, кора сосны, единично зернышки песка . . .	Сфагновый, с пушицей
2.0	60	Бурый, мелковолокнистый; <i>Sphagnum medium</i> и <i>Sph.</i> из группы <i>recurvum</i> , много волокон пушицы, кора сосны, единично песок	Сфагново-пушицевый
2.25	65	Темнобурый, мажущий; <i>Sphagnum medium</i> и <i>Sph.</i> из группы <i>recurvum</i> , волокна пушицы, корешки, <i>Carex chordorisa</i> и <i>C. lasiocarpa</i> , кора березы, обломки животных остатков, единично песок, обрывки трифоли, плодов осоки много	Сфагново-осоковый с пушицей
2.5	60	Темнобурый, мажущий; <i>Sphagnum medium</i> и <i>Sph.</i> из группы <i>recurvum</i> , единично корешки и волокна пушицы, единично обрывки шейхцерии, корешки <i>Carex lasiocarpa</i> , кора березы, обрывки трифоли — единично, немного песка, плоды осоки (много), сабельника — единично	Осоковый, со сфагнумом и хвощем
2.75	65	Темнобурый, мажущий; <i>Sphagnum medium</i> и <i>Sph.</i> из группы <i>recurvum</i> , корешки <i>Carex rostrata</i> (много); <i>C. stricta</i> — единично, корешки хвоща, кора березы, животные остатки, песок — единично	Осоковый со сфагнумом и хвощем

Глубина от поверхности	Степень разложения (0/10)	Ботанический состав	Вид торфа
3.0	70	Темнобурый, мажущий; <i>Sphagnum medium</i> и <i>Sph.</i> из группы <i>recurvum</i> , единично волокна пушицы, корешки <i>Carex rostrata</i> , обрывки хвоща; единично листочки гипнума, мелкие кусочки древесных остатков, единично обрывки трифоли, животные остатки, единично песок; плоды осок, семена трифоли — единично . . .	Осоково-хвощевый
3.25	70	Темнобурый, мажущий; <i>Sphagnum medium</i> и <i>Sph.</i> из группы <i>recurvum</i> , корешки <i>Carex rostrata</i> , <i>C. limosa</i> , много остатков хвоща, кора сосны и березы, много песка, плоды осоки, семена трифоли	Осоково-хвощевый, со сфагнумом и древесиной
3.5	70	Желто-голубой, мажущий; <i>Sphagnum medium</i> и <i>Sph.</i> из группы <i>recurvum</i> , корешки <i>Carex limosa</i> , много хвоща, много песка, плоды осок, трифоли, сабельника	Осоково-хвощевый
3.75	55	Темнобурый, волокнистый; корешки <i>Carex rostrata</i> , <i>C. lasiocarpa</i> , много хвоща, животные остатки, много песка, плоды осок	Осоково-хвощевый
4.0	60	Темнобурый, волокнистый; единично <i>Sphagnum</i> (из группы <i>recurvum</i>), корешки <i>Carex rostrata</i> , <i>C. chordorisa</i> , хвоща — много, гипновые мхи — <i>Drepanocladus vernicus</i> — единично, животные остатки, много минеральных частиц, обрывки трифоли. Плоды и семена осок, трифоли, сабельника	Осоково-хвощевый
4.25	50	Темносерый, волокнистый; сфагновые мхи — единично, мало корешков осоки, немного хвоща, листья гипнума — <i>Drepanocladus fluitans</i> , мелкие древесные остатки, обрывки трифоли, смесь песка, плоды и семена осок и трифоли .	Гипновый и осоковый, с хвощем
4.5	—	<i>Sphagnum medium</i> и <i>Sphagnum</i> из секции <i>cuspidata</i> — единично, корешки осок, корешки и обрывки листьев, хвоща, листья гипнумов, семена трифоли и осок	Песок с растительными остатками

гающие относительной высоты 15.0 м. Они отделяют от Онежского озера небольшое Муромское болото, сложенное торфом до 3.0 м мощности.

Строение торфяной залежи в скв. 2 показано на пылецевой диаграмме фиг. 16.

На восток, к тракту Вытегра — Пудож поверхность поднимается очень полого. Следов более высокого уровня Онежского озера в послеледниковое время не видно нигде. Они отсутствуют на склонах куполообразных возвышенностей у с. Качукса и на всем участке нижнего тече-



Фиг. 16. Пыльцевая диаграмма скважины Муромского болота.

ния р. Водлы, где песчаные береговые валы также исчезают, не превышая высоты нескольких метров над уровнем Онежского озера.

Сравнение пыльцевых диаграмм. Единственными отложениями прибрежной полосы южной части Онежского озера, позволяющими восстановить последнединовую его историю, являются торфяники. Пыльцевые диаграммы, полученные для болот Андомского (1), Жабинецкого (2) и Муромского (3), обнаруживают совершенно сходные изгибы. Можно наметить следующие горизонты, начиная сверху:

Таблица 5

№№ по порядку	Горизонты	Глубина от поверхности в м		
		1	2	3
1	Подъем кривой сосны, спад ели	0.0—0.25	0.0—0.25	0.0—0.25
2	Сосны меньше, чем выше; верхний максимум ели	0.5—0.75	1.0	0.5—1.25
3	Сосны и ели меньше, чем выше; верхний выступ ольхи	1.00—1.25	1.25	
4	2-й сверху максимум ели; ольхи меньше, чем выше	1.50	1.50	
5	Максимум ольхи и широколиственных пород; кривая ели резко спадает	2.0	2.50—3.0	1.50
6	Резкий выступ березы; ольха, широколиственные породы, ель спадают; минимум сосны	2.95—2.75	3.25	2.50
7	Максимум сосны; широколиственные породы, ольха совсем или почти совсем исчезает, ель уменьшается, береза дает относительный минимум	3.0	3.50	2.75
8	Абсолютный максимум березы, минимум сосны; поднимается кривая ивы	3.75	3.70	3.0
9	Нижний (3-й сверху) максимум сосны; нижний (3-й сверху) максимум ели и нижний (3-й сверху) минимум березы; максимум ивы	4.0	—	—
10	Нижний (3-й сверху) минимум сосны и (4-й сверху) ели; нижний (3-й сверху) максимум березы; ива несколько уменьшается	4.50	—	—

Кривая Муромского болота имеет значительно менее плавный ход, чем две другие. Нельзя не отметить, что указанные горизонты имеют почти полное сходство с намеченными ранее для района Финского залива, где их можно сравнивать с зонами (I—XI) Поста (6). Конечно, преждевременно утверждать, что обнаруженное сходство кривых дает уже сейчас возможность синхронизировать последнединовую историю торфяников районов восточной части Финского залива и Онежского озера во всех

деталях. Наметим лишь те основные горизонты этих торфяников, о синхронизации которых можно говорить с большей уверенностью:¹

A (1)	Горизонт максимума сосны и минимума ели
B (2 + 3 + 4)	Горизонт наибольшего развития ели
C (5 + 6)	Горизонт максимума ольхи и широколиственных пород
D (7 + 8 + 9 + 10)	Горизонт меняющихся максимумов сосны и березы при заметной примеси ивы и ели

Несомненно, что горизонты А и В вместе субатлантического и суббореального (внизу) возраста, горизонт С — атлантического и D — доатлантического (частью даже и субарктического) возраста.

VIII. ИЗМЕНЕНИЯ ВЫСОТЫ УРОВНЯ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА У ЮГО-ВОСТОЧНОГО БЕРЕГА В ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ

Мы теперь имеем следующий ряд данных для суждения о послеледниковых колебаниях Онежского озера:

1. За исключением ленточных глин, указывающих на высокий уровень ледникового озера в более ранний период, чем интересующий нас здесь, нужно отметить полное отсутствие как отложений, так и морфологических признаков более высокого среднего уровня Онежского озера у южного берега, чем в настоящее время.

2. Все встреченные береговые валы и послеледниковые отложения лежат не выше уровня современного приобия озера.

3. Имеющиеся положительные данные указывают, что в течение всего послеледникового времени уровень Онежского озера был у южного берега ниже, чем в настоящее время. На это указывают Вознесенская стоянка и еще гораздо более определенно — торфяники. Сложенные до основания наземными и болотными торфами, андомский и муромский торфяники нижними горизонтами погружены до 3—5 м под современный уровень Онежского озера. Показательнее всего андомский торфяник: доатлантические его слои погружены до глубины 3.5 м под современный уровень, атлантические — до глубины от 1.20 м, суббореальные лежат на уровне Онежского озера. Таким образом, можно утверждать, что в районе Андомского болота в соответственные моменты уровень Онежского озера лежал на 3.5, 1.25 и 0.0 мм ниже современного уровня озера.

4. Залегание культурного слоя Вознесенской стоянки и древесных пней под онежским уровнем является последним важным штрихом: уровень Онежского озера (у южного берега) повышался после первой половины суббореального периода и продолжает повышаться в настоящее время. Стратиграфия торфяников указывает нам, что уровень озера

¹ Общее отличие пыльцевых диаграмм района Онежского озера от ранее описанных следующее: в первом районе всюду выше процент ели и березы и ниже процент ольхи, широколиственных пород и сосны (6).

в течение всего послеледникового времени был ниже современного. Следовательно, затопление Вознесенской стоянки было вызвано трансгрессией Онежского озера, продолжающейся и в настоящее время.

Итак, все что известно о послеледниковом изменении уровня Онежского озера у южного его берега укладывается в следующую схему:

После стадии высокого уровня ледникового озера (позднеледниковое время) уровень опустился и в течение всего послеледникового времени у южного берега был ниже, чем в настоящее время.

Момент кульминации регрессии неизвестен; послеледниковая трансгрессия продолжается и в настоящее время.¹

Сравнение с Ладожским озером. Ладожская и Онежская котловины расположены одинаково по отношению к центру поднятия и имеют обе сток в юго-западном направлении. Поэтому, теоретически вероятно одинаковый знак изменения их уровней у южных берегов в соответствующие моменты послеледникового периода. Но в действительности сходство далеко не полное.

Таблица 6

Периоды	Ладожское озеро	Онежское озеро
Субатлантический	Регрессия	Трансгрессия
Суббореальный	Трансгрессия	Трансгрессия
Атлантический	Уровень не выше современного	Уровень ниже современного

Ладожское озеро у южного берега достигло максимума трансгрессии в суббореальное время. Онежское — в настоящее время. Этим легко объясняется коренная разница в морфологии их южных берегов: у Ладожского побережья отлично сформированная древняя береговая линия приподнята в среднем на 15.0 м над его нынешнем уровнем и удалена от берега на несколько километров; у Онежского озера она располагается в сфере действия современного прибоя. Поднимем уровень Ладожского озера до береговой линии ладожской трансгрессии и мы получим картину современного Онежского озера. Уровень Ладожского озера в суббореальное время был ниже, Онежского выше современного. Отличия, таким образом, очень значительны.

¹ Г. Ю. Верещагин на заседании Геоморфологической Комиссии ГГО зимой 1931 г. указал, что обработка современных наблюдений над уровнем Онежского озера также приводит к выводу о его повышении в настоящее время у южного берега.

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Г. И. Ануфриев. Строение болот Ленинградского района. Тр. Инсторфа, 9, 1931.
2. В. С. Доктуровский и Г. И. Ануфриев. Материалы по стратиграфии ленинградских торфяников. Тр. Инсторфа, 9, 1931.
3. Б. Ф. Земляков. Доисторический человек Северо-западной области в связи с ее геологией в последленинское время. Докл. Акад. Наук СССР, 1928.
4. — Негежемская неолитическая стоянка. Тр. КЧ Акад. Наук СССР, т. II, 1932.
5. А. А. Иностранцев. Доисторический человек каменного века на побережье Ладжского озера. 1882.
6. К. К. Марков. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области, вып. I. Тр. ГГРУ, вып. 117, 1931.
7. — Иольдиевое море и проблема позднеленинского Балтийского-Беломорского пролива. Изв. Всес. Геогр. общ., 1933, LXV, вып. 5.
8. — О признаках трансгрессий и регрессий. Тр. I Всес. Геогр. съезда (в печ.).
9. В. С. Порецкий, А. П. Жузе и В. С. Шешукова. Диатомовые поздне- и последленинских отложений северо-западной части Ленинградской области. Тр. II Междунар. конфер. АИЧПЕ, 1933, вып. III.
10. Н. В. Потулова. Геологическое строение района верхнего течения р. Невы и нижнего течения Мги. Изв. Геол. Ком., 1924, т. XLIII, № 10.
11. С. А. Яковлев. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. 1926.
12. J. Ailio. Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsaari. Fennia, 14, 1898.
13. — Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit. Fennia, 38, 1915.
14. E. Huypä. Die postglazialen Niveauverschiebungen auf der Karelischen Landenge. Fennia, 56, 1932.
15. G. Lundqvist. Studier i Ölands myrmarkers. Årsbok, 22, 1928.

K. K. MARKOV, V. S. POREZKIJ (PORETZKY) und E. V. ŠLJAPINA

ÜBER DIE SCHWANKUNGEN DES SPIEGELS DER LADOGA- UND ONEGA-SEEN IN POSTGLAZIALER ZEIT

Zusammenfassung

Vorliegende Arbeit ist der Frage über die postglaziale Transgression des Ladoga-Sees gewidmet.

Es sind neue Aufschlüsse aufgefunden worden, welche die Ablagerung dieser Transgression aufdecken und in die Beschreibung von Ailio nicht eingeschlossen worden sind (an den Flüssen Scheldiha, Lawa, Woroneshka, Paschha, Swir, Oloncka (s. Fig. 1). Die Mehrzahl dieser Aufschlüsse, so wie derjenigen, die früher von Ailio beschrieben worden sind, sind ausführlich auf Grund von Pollenanalysen und Diatomeen-Erforschung untersucht worden (Fig. 2—12).

Die Ablagerungen der Ladoga-Transgression gehören überall der sub-borealen Epoche — Zone III an, wahrscheinlich den unteren und eine kurze Dauer einnehmenden Teil der Zone darstellend.

Wie die Analyse der morphologischen Bestandteile der Uferwälle ergeben hat, entspricht das Niveau der Ladoga-Transgression eher der Fussohle als dem Kamme dieser Wälle und liegt in 14—15 m abs. Höhe, nicht aber in 18—20 m.

Da das Niveau der Ladoga-Transgression niedriger gelegen war, als es früher angenommen wurde, so konnte der Fluss Newa sich nicht als Resultat eines Durchbruchs der Gewässer der Ladoga-Transgression gebildet haben, sondern musste schon früher existiert haben, jedoch musste die Wassermächtigkeit des Flusses infolge des Abflusses der Ladoga-Gewässer nach Süden und des Schliessens der Geinijocki Meerenge sich steigern. Der Diatomeenbestand deutet auf den Süßwassercharakter der Transgression und spricht gegen ihre unmittelbare Verbindung mit dem Litorina-Meere, wie es Hyypää vorausgesetzt hat.

S. 101—112 der vorliegenden Arbeit finden sich einige Hinweise über die postglaziale Geschichte des südöstlichen Ufers des Onega-Sees.

Nach dem Abflusse der Gewässer des glazialen Seebassins, wo sich die Bändertone abgelagert haben, die gegenwärtig auf grosser Höhe südlich von der Stadt Wytegra gelegen sind, ist das Niveau des Onega-Sees an seinem südöstlichen und südlichen Ufer dauernd niedriger als sein gegenwärtiger Stand gewesen.

Darauf weisen die Torfmoore hin, die von terrestrischem Torf gebildet wurden und niedriger als das Niveau des Onega-Sees gelegen sind und sich fortdauernd bis zur Jetztzeit entwickelt haben, wahrscheinlich von der

subarktischen Epoche an. Der See steht auch gegenwärtig noch unter der dauernden Wirkung einer Transgression, die schon während der subborealen Epoche oder noch früher begonnen hat. Entgegensetzt der Ladoga-Transgression ist darauf keine Regression gefolgt, sondern die Onega-Transgression dauert bis zur Gegenwart fort, wo sie die maximale Höhe für die ganze postglaziale Periode erreicht hat.

Die in dieser Arbeit angeführten Resultate unserer Untersuchungen werden baldigst in den ausländischen Veröffentlichungen erscheinen.

№№ по порядку	Систематический список форм	Пресноводные формы Солоноводные формы Морские формы	Встречаемость				
			Река Волхов				
			Высота на				
			1.6	1.5	1.4	1.3	1.2
			1	2	3	4	5
1	<i>Melosira ambigua</i> O. M.	×	≡	≡	≡	≡	≡
2	„ <i>ambigua</i> × <i>italica</i> O. M. . . .	×					
3	„ <i>distans</i> (Ehr.) Ktz. . . .	×					
4	„ <i>granulata</i> Ralfs	×	≡	≡	≡	≡	≡
5	„ <i>islandica</i> s/p. <i>helvetica</i> O. M.	×	≡	≡	≡	≡	≡
6	„ <i>italica</i> Ktz.	×			—	—	—
7	„ <i>italica</i> v. <i>subarctica</i> O. M. . .	×			—		≡
8	„ <i>italica</i> v. <i>tenuissima</i> (Gr.) O. M.	×			—		
9	„ <i>italica</i> v. <i>valida</i> Cr.	×					
10	„ <i>varians</i> Ag.	×					
11	<i>Cyclotella comta</i> (Ehr.) Ktz. . . .	×	≡	≡	≡	≡	≡
12	„ <i>Kützingiana</i> v. <i>radiosa</i> Fricke.	×			—		
13	„ <i>Kützingiana</i> Thw.	×					
14	„ v. <i>stelligera</i> Cl. et Gr. . . .	×					
15	„ <i>Meneghiniana</i> Ktz.	×	≡	—	≡	≡	≡
16	<i>Stephanodiscus astraea</i> (Ehr.) Gr. .	×	—	—	≡	≡	—
17	„ <i>astraea</i> v. <i>minutula</i> (Ktz.) Gr.	×	≡	≡	≡	≡	≡
18	<i>Tetracyclus lacustris</i> Ralfs.	×					
19	<i>Tabellaria fenestrata</i> Ktz.	×		—			—
20	„ <i>flocculosa</i> Ktz.	×					≡
21	<i>Diatoma hiemale</i> (Lyngb.) Heib. . . .	×					
22	„ <i>hiemale</i> v. <i>mesodon</i> Ktz. . . .	×					
23	„ <i>elongatum</i> v. <i>tenuis</i> Ag. . . .	×					
24	<i>Meridion circulare</i> Ag.	×					
25	„ <i>circulare</i> v. <i>constricta</i> Hust. .	×					
26	<i>Fragilaria brevisirata</i> Gr.	×					
27	„ <i>construens</i> (Ehr.) Gr.	×	≡	—	≡	—	—
28	„ <i>construens</i> v. <i>binodis</i> (Ehr.) Gr.	×					
29	„ <i>exigua</i> (W. Sm.)	×					
30	„ <i>intermedia</i> Gr.	×					
31	„ <i>parasitica</i> W. Sm.	×					
32	„ <i>parasitica</i> v. <i>subconstricta</i> Gr.	×					
33	„ <i>pinnata</i> Ehr.	×					

Река Олонка

уровнем воды в метрах

3.9	3.7	3.5	3.2	2.9	2.75	2.45	2.25	2.0	1.75	1.5	1.25	0.95	0.75
6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19

			1	2	3	4	5
34	<i>Fragilaria pinnata</i> v. <i>elliptica</i> (Schum.) Carls	×					
35	" <i>pinnata</i> v. <i>lancettula</i> (Schum.) Hust.	×					
36	" <i>pinnata</i> v. <i>subconstricta</i> . . .	×					
37	" sp.					—	
38	" <i>virescens</i> Ralfs.	×					
39	" <i>virescens</i> v. <i>inflata</i> Heiden .	×					
40	<i>Synedra rumpens</i> v. <i>fragilarioides</i> Gr. .	×					
41	sp.						
42	<i>ulna</i> (Nitzsch) Ehr.	×					
43	" <i>vaucheriae</i> Ktz.	×					
44	<i>Eunotia biceps</i> Ehr.	×					
45	<i>diodon</i> Ehr.	×					
46	<i>exigua</i> (Bréb.) Rbh.	×					
47	<i>faba</i> (Ehr.) Gr.	×					
48	<i>formica</i> Ehr.	×					
49	<i>gracilis</i> Ehr.	×					
50	<i>gracilis</i> Ehr. v. <i>intermedia</i> . .	×					
51	<i>lunaris</i> (Ehr.) Gr.	×					
52	<i>pectinalis</i> (Dill.) Rbh.	×					
53	<i>pectinalis</i> v. <i>genuina</i> f. <i>curta</i> Gr.	×					
54	<i>pectinalis</i> v. <i>impressa</i> Ehr. . .	×					
55	" <i>pectinalis</i> v. <i>incisa</i> O. M. . . .	×					
56	" <i>pectinalis</i> f. <i>minor</i> Gr. . . .	×					
57	" <i>pectinalis</i> v. <i>ventralis</i> (Ehr.) Hust	×					
58	<i>polglyphis</i> Gr.	×					
59	<i>praerupta</i> v. <i>inflata</i> Gr. . . .	×					
60	" <i>praerupta</i> f. <i>curta</i>	×					
61	" <i>robusta</i> v. <i>tetraodon</i> Ehr. . . .	×					
62	" sp.	×					
63	" <i>sudetica</i> (O. M.) Hust.	×				—	—
64	" <i>triodon</i> Ehr.	×					
65	<i>Rhoicosphenia curvata</i> (Ktz.) Gr. . .	×					
66	<i>Achnanthes borealis</i> A. Cl.	×					
67	" <i>dispar</i> Cl.	×					
68	" <i>lanceolata</i> (Bréb.) Gr. . . .	×					
69	<i>lanceolata</i> v. <i>dubia</i> Gr. . . .	×					
70	<i>lanceolata</i> v. <i>elliptica</i> Cl. . .	×					
71	<i>lanceolata</i> v. <i>elliptica</i> Cl. f. <i>minor</i>	×					

6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
=		-	≡	≡		-	= - -						- =
			-		-								- =

			1	2	3	4	5
72	<i>Achnanthes lanceolata</i> v. <i>Haynaldii</i> Schar.	×					
73	„ <i>lanceolata</i> v. <i>rostrata</i> Hust.	×					
74	„ <i>microcephala</i> Ktz.	×					
75	„ sp.						
76	<i>Coccôneis pediculus</i> Ehr.	×					
77	<i>placentula</i> (Ehr.)	×					
78	<i>placentula</i> v. <i>euglypta</i> Ehr.	×					
79	<i>placentula</i> v. <i>lineata</i> Ehr.	×					
80	<i>placentula</i> v. <i>trilineata</i> Perag. et Héríb.	×					
81	„ <i>scutellum</i> Ehr.	×					
82	„ <i>scutellum</i> v. <i>minutissima</i> Gr.	×					
83	<i>Eucocconeis onegensis</i> Wisl. et Kolbe	×					
84	<i>Diploneis elliptica</i> Ktz.	×					
85	<i>fennica</i> Ehr.	×					
86	<i>oculata</i> Bréb.	×					
87	<i>ovalis</i> Hilse	×					
88	<i>puella</i> (Schum.) Cl.	×					
89	„ <i>Smithii</i> Bréb.	×					
90	<i>Caloneis fasciata</i> Lag.	×					
91	„ <i>Schumaniana</i> Gr.	×					
92	„ <i>silicula</i> Ehr.	×					
93	„ <i>silicula</i> v. <i>alpina</i> Cl.	×					
94	„ <i>silicula</i> v. <i>genuina</i> Cl.	×					
95	„ <i>silicula</i> v. <i>minuta</i> Gr.	×					
96	„ <i>silicula</i> v. <i>ventricosa</i> (Ehr.) Donk.	×					
97	<i>Neidium dilatatum</i> Ehr.	×					
98	<i>dubium</i> Ehr.	×					
99	<i>Hitchcockii</i> Ehr.	×					
100	<i>iridis</i> v. <i>ampliata</i> Ehr.	×					
101	„ sp.						
102	<i>Frustulia rhomboides</i> Ehr.	×					
103	„ <i>rhomboides</i> v. <i>amphipleuroides</i>	×					
104	<i>Gyrosigma acuminatum</i> Ktz.	×	—	—	—		—
105	„ <i>attenuatum</i> Ktz.	×					
106	„ <i>Kützingii</i> Gr.	×			—		
107	„ sp.						
108	<i>Stauroneis acuta</i> W. Sm.	×					
109	<i>anceps</i> Ehr.	×					
110	<i>anceps</i> v. <i>amphicephala</i> Ktz.	×					

			1	2	3	4	5
111	<i>Stauroneis dilatata</i> Ehr.	×					
112	<i>legumen</i> Ehr.	×					
113	<i>parvula</i> Gr.	×					
114	<i>parvula</i> v. <i>producta</i> Gr.	×					
115	<i>parvula</i> v. <i>prominula</i> Gr.	×					
116	" <i>phoenicenteron</i> Ehr.	×					
117	" <i>phoenicenteron</i> v. <i>amphilepta</i> Ehr.	×					
118	" <i>Smithii</i> Gr.	×					
119	" sp.						
120	<i>Navicula amphibola</i> Cl.	×					
121	" <i>anglica</i> Ralfs.	×					
122	" <i>anglica</i> v. <i>minutula</i> Cl.	×					
123	" <i>bacilliformis</i> Gr.	×					
124	" <i>bacilliformis</i> v. <i>subcapitata</i> Östr.	×					
125	" <i>bacillum</i> Ehr.	×					
126	" <i>bacillum</i> v. <i>lepida</i> Gr.	×					
127	" <i>cocconeiformis</i> Gr.	×					
128	" <i>costulata</i> Gr.	×					
129	" <i>cryptocephala</i> Ktz.	×					
130	" <i>cryptocephala</i> v. <i>intermedia</i> Gr.	×					
131	" <i>cryptocephala</i> v. <i>veneta</i> Ktz.	×					
132	" <i>cuspidata</i> Ktz.	×					
133	" <i>cuspidata</i> v. <i>ambigua</i> Ehr.	×					
134	" <i>dicephala</i> (Ehr.) W. Sm.	×					
135	" <i>exigua</i> (Greg.) O. M.	×					
136	" <i>gastrum</i> Ehr.	×					
137	" <i>gastrum</i> v. <i>exigua</i> Gr.	×					
138	" <i>gastrum</i> var.						
139	" <i>Kotschyii</i> (Gr.) Cl.	×					
140	" <i>lacustris</i> Gr.	×					
141	" <i>lacustris</i> v. <i>apiculata</i> Östr.	×					
142	" <i>lanceolata</i> v. <i>cymbula</i> Donk.	×					
143	" <i>lucidula</i> Gr.	×					
144	" <i>meniscus</i> v. <i>menisculus</i> Schum.	×			—		
145	" <i>mutica</i> f. <i>Cohnii</i> Hils.	×					
146	" <i>peregrina</i> v. <i>kefvingensis</i> Ehr.	×					
147	" <i>placentula</i> Ehr.	×					
148	" <i>platystoma</i> v. <i>Pantoscekii</i> Wisl. et Kolbe	×					

			1	2	3	4	5
149	<i>Navicula protracta</i> Gr.	×					
150	„ <i>pupula</i> Ktz.	×					
151	„ <i>pseudobacillum</i> Gr.	×					
152	„ <i>radiosa</i> Ktz.	×					
153	„ <i>radiosa</i> v. <i>tenella</i> Bréb.	×					
154	„ <i>rostellata</i> Ktz.	×					
155	„ <i>Reinhardtii</i> Gr.	×					
156	„ <i>Rotaeana</i> (Rhb.) Gr.	×					
157	„ <i>Rotaeana</i> v. <i>excentrica</i> Gr.	×					
158	„ <i>salinarum</i> Gr.	×					
159	„ <i>salinarum</i> v. <i>intermedia</i> Gr.	×					
160	„ <i>scutelloides</i> W. Sm.	×					
161	„ <i>scutelloides</i> v. <i>minutissima</i> Cl.	×					
162	„ <i>scutiformis</i> Gr.	×					
163	„ sp.						
164	„ <i>torneensis</i> Cl.	×					
165	„ <i>tuscula</i> Ehr.	×					
166	„ <i>viridula</i> v. <i>abbreviata</i> Gr.	×					
167	„ <i>viridula</i> Ktz.	×					
168	„ <i>viridula</i> v. <i>rostellata</i> Ktz.	×					
169	„ <i>vulpina</i> Ktz.	×					
170	„ <i>vulpina</i> × <i>radiosa</i>	×					
171	<i>Pinnularia Brebissonii</i> Ktz.	×					
172	„ <i>Brebissonii</i> v. <i>diminuta</i> Gr.	×					
173	„ <i>brevicostata</i> v. <i>leptostauron</i> Cl.	×					
174	„ <i>esox</i> Ehr.	×					
175	„ <i>hemiptera</i> (Ktz.) Cl.	×					
176	„ <i>interrupta</i> v. <i>stauroneiformis</i> W. Sm.	×					
177	„ <i>legumen</i> Ehr.	×					
178	„ <i>major</i> Ktz.	×					
179	„ <i>major</i> v. <i>linearis</i> Cl.	×					
180	„ <i>mesolepta</i> Ehr.	×					
181	„ <i>mesolepta</i> v. <i>stauroneiformis</i> Gr.	×					
182	„ <i>microstauron</i> Ehr.	×					
183	„ sp.						
184	„ <i>viridis</i> Nitzsch.	×					
185	„ <i>viridis</i> v. <i>commutata</i> Gr.	×					
186	„ <i>viridis</i> v. <i>fallax</i> Cl.	×					

			1	2	3	4	5
187	<i>Pinnularia viridis</i> v. <i>intermedia</i> Cl. .	×					
188	<i>Gomphonema acuminatum</i> Ehr.	×					
189	<i>acuminatum</i> v. <i>Breissonii</i> (Ehr.) Gr.	×					
190	<i>acuminatum</i> v. <i>trigonocephala</i> (Ehr.) Gr.	×					
191	<i>angustatum</i> Ktz.	×					
192	<i>angustatum</i> v. <i>producta</i> Gr.	×					
193	<i>angustatum</i> v. <i>sarcophagus</i> Greg.	×					
194	<i>constrictum</i> v. <i>capitata</i> Ehr.	×					
195	" <i>geminatum</i> Lyngb.	×					
196	<i>olivaceum</i> Lyngb.	×					
197	<i>subclavatum</i> Gr.	×					
198	<i>subclavatum</i> v. <i>montana</i> Schum.	×					
199	<i>quadripunctatum</i> (Östr.) Wisl.	×					
200	" <i>ventricosum</i> Greg.	×					
201	" sp.	×					
202	<i>Cymbella amphicephala</i> Näeg.	×					
203	<i>aspera</i> Ehr.	×					
204	<i>cistula</i> Hemp.	×					
205	<i>cistula</i> v. <i>maculata</i> V. H.	×					
206	<i>cuspidata</i> Ktz.	×					
207	<i>cymbiformis</i> (Ag.) Ktz.	×					
208	<i>helvetica</i> Ktz.	×					
209	<i>naviculiformis</i> Auersw.	×					
210	<i>prostrata</i> Berk.	×					
211	<i>sinuata</i> Greg.	×					
212	" <i>tumida</i> Bréb.	×					
213	" <i>turgidula</i> Gr.	×					
214	" <i>ventricosa</i> Ktz.	×					
215	" <i>ventricosa</i> v. <i>ovata</i> Gr.	×					
216	" sp.	×					
217	<i>Amphora ovalis</i> Ktz.	×					
218	" <i>ovalis</i> v. <i>libyca</i> Ehr.	×					
219	" <i>ovalis</i> v. <i>pediculus</i> Ktz.	×					
220	" sp.	×					
221	<i>Amphiprora ornata</i> Bailey	×					
222	<i>Epithemia argus</i> Ktz.	×					

[illegible]

			1	2	3	4	5
223	<i>Epithemia sorex</i> Ktz.	×					
224	sp.						
225	<i>turgida</i> Ktz.	×					
226	<i>zebra</i> Ehr.	×					
227	" <i>zebra</i> v. <i>saxonica</i> Grun. . .	×					
228	<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehr.) O. M. . . .	×					
229	" <i>gibba</i> v. <i>ventricosa</i> (Gr.) O. M.	×					
230	" <i>gibberula</i> (Ehr.) O. M. . . .	×					
231	" <i>ventricosa</i> (Gr.) O. M. . . .	×					
232	<i>Nitzschia amphibia</i> Gr.	×					
233	" <i>angustata</i> (W. Sm.) Gr. . . .	×					
234	" <i>dissipata</i> (Ktz.) Gr.	×					
235	" <i>recta</i> Hantzsch	×					
236	" <i>tryblionella</i> (W. Sm.) Gr. . .	×			—		
237	" sp.						
238	<i>Hantzschia amphioxys</i> Gr.	×					
239	<i>Surirella apiculata</i> W. Sm.	×					
240	" <i>biseriata</i> Bréb.	×					
241	" <i>Capronii</i> Bréb.	×					
242	" <i>linearis</i> W. Sm.	×					
243	" <i>ovalis</i> v. <i>ovata</i> Ktz.	×			—		
244	" <i>saxonica</i> Auersw.	×					
245	" sp.						
246	<i>Cymatopleura elliptica</i> W. Sm. . . .	×	=		=	=	≡
247	" <i>solea</i> W. Sm.	×					
248	<i>Campylodiscus noricus</i> Ehr.	×					
249	" <i>noricus</i> v. <i>hibernicus</i> (Ehr.) Gr.	×					

Примечание. В порядке редакционных исправлений из сводной систематической 101, 107, 110, 119, 137, 154, 155, 163, 169, 170, 183, 201, 216, 220, 224, 237, 245, 249.

Anmerkung. Zwecks redaktioneller Berichtigung müssen folgende Formen aus den systema 163, 169, 170, 183, 201, 216, 220, 224, 237, 245, 249.

(Продолжение)

[illegible]

блицы диатомовых подлежат исключению формы, отмеченные под №№ 2, 37, 41, 59, 62, 75, 96,

ischen Tabellen ausgeschlossen werden: №№ 2, 37, 41, 59, 62, 75, 96, 101, 107, 110, 119, 137, 154, 155,

И. А. ЛЕПИКАШ

К МИНЕРАЛОГИИ ЛЁССОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ УКРАИНЫ

За последнее время достигнуты значительные успехи в деле изучения стратиграфии, палеопедологии, палеонтологии, механического и химического состава лёссовых образований Украины.

Вопрос о минералогическом составе в связи с генезисом лёсса в известных мне работах почти не затрагивается.

Между тем, разрешение проблемы лёсса, имеющего такое крупное народнохозяйственное значение, возможно только в результате его всестороннего изучения.

С начала 1933 г. мною ведется изучение минералогического состава лёссовых образований Украины в связи с их генезисом и механическим и химическим составом.

Некоторые предварительные данные по минералогическому составу лёсса я решил опубликовать в настоящей статье, ввиду значительного интереса вопроса и почти полного отсутствия работ в этом направлении у нас в Союзе.¹

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящей статье приводятся данные изучения минералогического состава двух разрезов:

1) в районе распространения Днепровского ледника, где морена клинивается в лёссовые отложения (шурф № 230, левобережье р. Днепра в бассейне р. Псла), и 2) в экстрагляциальном районе (скв. № 21, на правобережье Днепра в районе г. Каменского, выше г. Днепропетровска).

Оба разреза сделаны на водоразделах.

¹ В настоящее время мне известны только две работы, где, к сожалению, без точного количественного подсчета приводятся данные о минералогическом составе лёсса. Это небольшая заметка В. Н. Чирвинского с указанием минералогического состава минусинского лёсса (1907 г.) и статья Н. И. Толстихина о минералогическом составе туркестанского лёсса (1928 г.).

Ниже приводится их описание.

Шурф № 230. Левобережное плато р. Псла на восток от хут. Подолян, недалеко от Кургана.¹

a ²	1. Суглинистый чернозем	0— 1.05 м
L ₁	2. Серовато-палевый „котовинный“ лёсс. Пятна палевого межкотовинного лёсса размером до 5 см с редкими известковыми трубочками	1.05— 1.95 „
	3. Буровато-палевый уплотненный лёсс. Изредка встречаются осколки кристаллических пород до 2 мм в диаметре. Марганцовая пунктация редкая, как и гумусовые ходы червей. Известковых трубочек не наблюдается. Встречаются древние гумусовые „котовины“ до 8 см в диаметре	1.95— 3.05 „
	4. Палевый лёсс. Часто пустые ходы древних червей, гумусовые трубочки. Внизу гумусовые пятна нижележащего горизонта. Изредка известковые трубочки. Очень редко встречаются осколки кристаллических пород 2—3 мм в диаметре	3.05— 3.50 „
a ₁	5. Серовато-бурый гумусированный лёсс (ископаемая почва). Часто древние палевые „котовины“ и скопления гипсовых конкреций размером 2—3—4 см	3.50— 92 „
L ₂	6. Светлопалевый известковистый суглинок. Конкрекции гипса реже, чем в горизонте № 5, и встречаются в древних „котовинах“. Сверху гумусовые пятна предыдущего горизонта	3.92— 4.60 „
M	7. Грязно-темнопалевый лёссовидный валунный суглинок. Валунчики кристаллических пород до 1 см в диаметре довольно часты, изредка больше. Пустые ходы древних корней покрыты кристалликами гипса. Суглинок рыхлый. Встречаются гумусовые древние „котовины“ размером в 7 см. Суглинок, заполняющий „котовины“, густо пронизанный в разных направлениях белыми известковистыми трубочками. Граница в верхних горизонтах неясная, книзу количество валунов постепенно увеличивается . .	4.60— 5.48 „
	8. Палево-серый, очень плотный, комковатый валунный суглинок. Валунчики кристаллических пород редки и довольно мелкие. Чаще встречаются окатанные конкреции извести. С глубины 7.10 м суглинок менее плотный, и количество известковых конкреций уменьшается .	5.48— 7.20 „
L ₃	9. Темнопалевый лёсс, менее уплотненный сравнительно с предыдущим горизонтом. Изредка конкреции извести и марганцовая пунктация	7.20— 7.55 „
	10. Зеленовато-сизый нежный лёссовидный суглинок. Частые охристые пятна и гумусовые трубочки. Книзу становится светложелтым	7.55— 7.73 „

¹ Шурф описан научным сотрудником Научно-иссл. геологического института ВУАН В. Г. Бондарчуком. Он же передал мне образцы пород для минералогического изучения.

² а — почва; а₁, а₂, а₃ . . . первая, вторая, третья ископаемая почва;

L — лёсс; L₁, L₂, L₃ . . . первый, второй, третий ярус лёсса;

M — морена; Лас — аллювиально-озерные отложения.

11. Светложелтый нежный суглинок. Частые гумусовые трубочки. Местами охристая окраска очень интенсивная. Литологически тождествен с предыдущим горизонтом . . . 7.73— 8.00 м

В данном разрезе мы имеем: 1) надморенный лёсс с одной ископаемой почвой, 2) морену и 3) подморенные лёссовидные суглинки — аналоги подморенного лёсса.

Скважина № 21. Ст. Баглей, на правом берегу Днепра, выше гор. Днепропетровска

a	1. Чернозем	0— 0.95 м
L ₁	2. Суглинистый палевый карбонатный лёсс, сверху слабо гумусированный	0.95— 2.80 „
a ₁	3. Буровато-палевый уплотненный суглинистый лёсс, слабо гумусированный	2.80— 3.80 „
L ₂	4. Более светлый, желтовато-палевый суглинистый лёсс . .	3.80— 4.45 „
	5. Коричневатый карбонатный лёссовидный суглинок. Изредка гумусовые примазки	4.45— 5.80 „
a ₂	6. Гумусированный лёссовидный суглинок, слабо уплотненный (ископ. почва)	5.80— 7.25 „
L ₃	7. Палевый, мучнистый, пылевато-суглинистый карбонатный лёсс	7.25—16.60 „
	8. Серовато-палевый, легко суглинистый, слабо гумусированный лёсс (слабо выраженный горизонт почвенного выветривания)	16.60—17.00 „
	9. Желтовато-палевый, слабо уплотненный суглинистый лёсс с выделениями карбонатов в порах	17.00—18.10 „
	10. Буровато-желтый уплотненный суглинистый лёсс с карбонатными пятнами и выделениями в порах	18.10—18.50 „
a ₃	11. Ископаемая почва, сверху коричневатого, к низу буровато-серого цвета. Суглинистая гумусированная . .	18.50—19.30 „
L ₄	12. Коричневато-палевый уплотненный суглинок с карбонатными и марганцовыми пятнышками	19.30—20.00 „
	13. Светлокоричневый уплотненный, слабо гумусированный суглинок	20.00—20.50 „
	14. Серовато-палевый суглинистый лёсс	20.50—21.00 „
a ₄	15. Сверху темнокаштановый, к низу буровато-серый гумусированный уплотненный суглинок	21.00—22.80 „
L ₅	16. Желтовато-палевый суглинистый лёсс	22.80—23.40 „
L ₅ —a ₅	17. Красновато-палевый суглинистый лёсс. К низу постепенно сменяется на светлокоричневый с признаками почвенного выветривания суглинок	23.40—26.00 „
Lac	18. Палевый, мучнистый, легко-суглинистый лёсс с чешуйками мусковита	26.00—32.60 „
	19. Сизовато-палевый слоистый с ржавыми пятнами и прослойками легкий лёссовидный суглинок с обломками <i>Gastropoda</i>	32.60—35.00 „
	20. Сизоватый с белесыми и охряными пятнами, мергелистый пресноводный легкий суглинок с обломками <i>Gastropoda</i>	35.00—36.90 „
	21. Сизовато-светложелтый пятнистый легкий пресноводный суглинок с обломками <i>Gastropoda</i> . Вода	36.90—37.20 „

В приведенном разрезе типичный лёсс имеет мощность 26.00 м. Ниже следуют лёссовидные легкие суглинки, частично озерного происхождения.

Лёсс четырьмя почвенными горизонтами разделяется на 5 ярусов. Шестому соответствуют нижние суглинки, на которых сформирован горизонт № 5 ископаемой почвы. Возможно, что в данном разрезе мы имеем большее число горизонтов лёсса, так как на глубине 4.45—5.80 м, 16.60—17.00 м и 20.00—20.50 м констатируются еще два прослоя с признаками почвенного выветривания, несколько слабее выраженного.

В табл. 1 приводятся данные механического анализа, выполненного в лаборатории Научно-исслед. инст. водн. хоз. Украины (Киев) по методу Сабанина.

Таблица 1

№№	Горизонт	Глубина	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01— —0.005	0.005— —0.001	< 0.001 мм
1	L ₁	1.30 — 2.80	16.8	39.7	30.5	9.9	3.1
2	a ₁	2.80 — 3.80	19.0	28.0	35.0	13.6	4.4
3	L ₂	3.80 — 4.45	22.5	32.0	31.0	12.0	2.5
4	a ₂	5.80 — 6.50	11.9	43.6	33.5	8.8	2.2
5	L ₃	7.25 — 8.00	15.9	52.6	23.0	4.6	3.9
6		8.00—13.80	12.7	53.3	26.5	5.4	2.1
7		13.80—16.70	22.5	41.0	23.0	8.2	5.3
8		16.70—17.00	25.8	33.7	29.5	9.2	1.8
9	„	18.10—18.50	20.0	34.5	32.5	9.4	3.6
10	a ₃	19.00—19.30	18.2	29.8	34.5	14.2	3.3
11	L ₄	19.30—20.00	19.5	31.5	34.5	12.9	1.6
12	„	20.00—21.00	22.5	25.5	35.0	14.2	2.8
13	a ₄	21.00—22.60	18.3	30.7	35.0	13.8	2.2
14	L ₅	22.80—23.40	18.3	28.7	37.0	14.6	1.4
15	L ₅ — a ₅	23.40—26.00	23.5	24.9	33.5	15.5	2.6
16	L ₆ — Lac	26.00—32.60	24.8	47.2	21.0	4.8	2.2
17		32.60—35.0	22.1	48.9	23.5	3.8	1.7
18		35.0 — 36.90	17.9	52.0	23.6	5.2	1.3
19		36.9 — 37.20	20.2	48.8	24.0	3.0	4.0

Наиболее характерными для данного разреза лёсса являются фракции 0.05—0.01 мм и 0.01—0.005 мм, составляющие в сумме основную массу породы. Глинистых частиц незначительное количество, что подчеркивает пылеватый характер лёсса. Несколько повышено содержание песчаной пыли (частицы 0.25—0.05 мм).

Третий ярус лёсса, сравнительно с выше- и нижележащими горизонтами, характеризуется несколько повышенной песчаностью.

То же самое относится и к нижним лёссовидным суглинкам.

МЕТОДИКА

Для минералогического изучения образцы пород предварительно подвергались механическому разделению по методу Сабанина на фракции: > 0.25 мм, $0.25-0.05$ мм, $0.05-0.01$ мм и < 0.01 мм.

Изучались в минералогическом отношении только две фракции: $0.25-0.05$ и $0.05-0.01$ мм.

Каждая из них в свою очередь разделялась бромформом (уд. в. 2.8) на фракцию „тяжелых“ и фракцию „легких“ минералов.

Перед разделением образцы подвергались обработке слабой HCl .¹

Фракция „тяжелых“ минералов очень незначительна. В образцах шурфа № 230, для частиц $0.25-0.05$ мм величина (весовая) тяжелой фракции колеблется от 0.26 до 3.92% . Среди частиц $0.05-0.01$ мм „тяжелых“ минералов совсем не оказалось.

В образцах скв. № 21 среди частиц $0.25-0.05$ мм фракция „тяжелых“ минералов составляет $1.0-3.70\%$, а среди частиц $0.05-0.01$ мм $0.12-0.92\%$.

Приведенные величины имеют сугубо ориентировочный характер, потому что, как выяснилось при рассмотрении образцов под микроскопом, разделение сделано было неполное, в связи с чем в „тяжелую“ фракцию частиц $0.25-0.05$ мм попало местами значительное количество легких минералов.

Что касается частиц $0.05-0.01$ мм, то тут чаще наблюдалось обратное явление: минералы „тяжелой“ фракции попадали в „легкую“, в связи с чем „тяжелой“ фракции в образцах совсем не оказывалось, или она сильно преуменьшена.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАЗРЕЗА ЛЁССОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ГЛЯЦИАЛЬНОГО РАЙОНА²

Состав минералов „легкой“ фракции лёссовых пород и морены шурфа № 230 приводится в табл. 2.

Таблица 2

Глубина	Стратиграф. горизонт	М и н е р а л ы					
		Кварц	Полев. шпаты	Мусковит	Биотит	Глауко-нит	Неопределенные выветрелые зерна
1.95—3.05	L ₁	+	+	+	+	+	—
3.92—4.60	L ₃	+	+	+	+	+	—
5.48—7.20	M	+	+	+	+	+	+
7.55—7.73	L ₃	+	+	+	—	+	+

¹ Разделение на фракции производилось в Лаборатории механического анализа ЦНИГРИ.

² Все подсчеты и определения минералов произведены сотрудницей Литологического кабинета ЦНИГРИ Т. В. Кривлевою.

Кварц является главной составной частью легкой фракции, особенно среди частиц 0.25—0.05 мм. Среди частиц 0.05—0.01 мм количество его несколько уменьшается за счет увеличения полевых шпатов и слюд.

В образце с глубины 3.92—4.60 м среди частиц 0.25—0.05 мм подсчитанное количество зерен кварца составило 75.3% от всей минеральной массы. Среди частиц 0.05—0.01 мм количество кварца уменьшается, иногда до 50% всей массы или даже несколько меньше.

Зерна кварца угловатые, угловато-окатанные или окатанные, в зависимости от размеров: зерна в 0.1 мм в диаметре и меньше, как правило, угловато-окатанные или угловатые; зерна размером 0.15—0.2 мм в большинстве слабо угловатые, окатанные.

В двух образцах, с глубины 3.92—4.60 м и 5.48—7.20 м оказались зерна кварца > 0.25 мм в диаметре. Все они прекрасно окатаны.

В кварце иногда встречаются очень мелкие темные включения, может быть апатита, а также пузырьков газа.

Некоторые зерна имеют волнистое угасание, свидетельствующее о динамометаморфическом происхождении кварца.

Полевые шпаты. Второй важнейшей составной частью минералов „легкой“ фракции являются полевые шпаты. Подсчитанное количество зерен полевых шпатов среди частиц 0.25—0.5 мм в образце 3.92—4.60 м составило 23.0%. Среди частиц 0.05—0.01 м количество полевых шпатов несколько увеличивается, иногда до 50% и даже выше, за счет уменьшения кварца.

Повидимому, полевые шпаты представлены, главным образом, ортоклазом, микроклином и альбитом. Ортоклазов чистых почти нет, или их очень мало. Гораздо чаще они мутные или даже с более резкими признаками выветривания — непрозрачные, загрязненные бурыми глинистыми продуктами разрушения. Иногда появляются мельчайшие пластинки серицита.

Микроклин часто встречается совершенно чистый, с прекрасной решеткой или только слегка затронут процессами выветривания.

Встречаются также совершенно чистые зерна альбита, иногда в виде полисинтетических двойников, с показателем преломления < 1.540.

Слюды. Слюд вообще в образцах очень мало; мусковита несколько больше, а биотита (желтого и зеленого) меньше. Среди частиц 0.25—0.05 мм они почти совсем отсутствуют и встречаются только в фракции 0.05—0.01 мм.

Глауконит — в незначительном количестве (единичные зерна) встречается в обеих фракциях, причем в фракции 0.05—0.01 мм количество его иногда увеличивается.

Минерал редко свежий, зеленый, чаще желтоватый или буроватый с начавшимся процессом выветривания.

Выветрелые неопределимые зерна в незначительном количестве встречаются почти во всех образцах. Несколько больше их в образце с глубины 5.45—7.20 м.

Принадлежат они, повидимому, главным образом, выветрившимся полевым шпатам.

В результате обработки образцов слабым раствором HCl разрушен кальцит, который поэтому в списке отсутствует, гипс, а также, возможно, разрушены и некоторые железистые соединения.

Состав „тяжелой“ фракции, несмотря на незначительное ее количество, оказался более разнообразным. Здесь обнаружены: непрозрачные минералы (в частности магнетит, бурый железняк, пирит), гранат, циркон, рутил, эпидот, роговая обманка, дистен, ставролит, силлиманит, турмалин, титанит, цоизит, хлоритонд, слюдистые минералы.

Непрозрачные минералы. Это преимущественно рудные минералы, размерами от 0.05 до 0.25 мм, округлые и угловато-округлые.

Более округлые формы наблюдаются у зерен с 0.1—0.15 мм в диаметре.

Минералы большей частью не магнитные.

Гранат. Бесцветные или розоватые кристаллы, неправильной формы, иногда со следами нарастания и включениями бесцветных иголок.

Размер от 0.03 до 0.3 мм; зерна чаще крупные, угловатые или угловато-окатанные.

Циркон. Мелкие призматические кристаллики, часто зональные, почти всегда окатанные (редко остроугольные осколки) или обломки кристаллов, иногда игольчатые кристаллики, с включениями.

Бесцветный, редко розоватый.

Рутил. Желтые, коричневые и красно-коричневые зерна, угловато-окатанные; неправильные обломки или столбчатые призматические кристаллики с пирамидальным ограничением. Реже иголки. Встречаются типичные коленчатые двойники.

Эпидот. Бесцветные или слабо зеленоватые, иногда желтые (и тогда плеохроирующие) неправильной формы зерна различной степени окатанности. Наиболее окатаны зерна диаметром 0.1 мм и больше. Встречается цоизит, иногда призматический и почти всегда хорошо окатанный.

Роговая обманка. Зеленые и буро-зеленые изометрические или вытянутые зерна, иногда загрязненные продуктами выветривания или обесцвечивающиеся.

Кристаллы крупнее 0.15 мм, всегда хорошо окатаны.

Дистен. Вытянутые призматические, реже изометрические зерна, ограниченные плоскостями спайности. Кристаллы больше 0.1—0.15 мм, иногда хорошо окатаны. Меньше — угловатые.

Ставролит. Желтый и коричневатый, плеохроирующий. Изометрические неправильной формы зерна, всегда содержащие включения. В зависимости от размеров — угловатые или окатанные в той или иной степени.

Силлиманит. Бесцветные зерна с неправильными линиями ограничения. Часто видна спайность. Полуокатанный.

Турмалин. Буро-зеленый или зеленый (до бесцветного), неправильной или столбчатой формы. Зерна размером 0.15—0.20 мм, хорошо окатанные.

Титанит. Бесцветный, изометрический, различной степени окатанности, преимущественно слабо-окатанный.

Кроме перечисленных минералов в некоторых препаратах обнаружены хлоритонд (голубой) и слюдистые минералы, ближе не определимые.

Количественно-минералогический состав „тяжелой“ фракции приводится в табл. 3. В таблице для первых трех образцов подсчитаны фракции 0.25—0.05 мм, а для образца 7.55—7.73 м, кроме того, фракция 0.05—0.01 мм (знаменатель).

Таблица 3

Образцы	Стратиграф. горизонт	М и н е р а л ы (в %)										
		Непрозрачные	Гранат	Циркон	Рутил	Эпидот	Роговая обманка	Дистен	Ставролит	Силлиманит	Турмалин	Титанит
1.95—3.05	L ₁	57.0	18.8	7.3	5.1	2.1	5.8	0.5	1.5	1.0	0.5	0.2
3.92—4.60	L ₃	50.8	13.0	10.5	5.8	7.2	7.0	1.4	1.6	1.6	0.9	0.2
5.48—7.20	M	50.1	10.0	13.4	10.5	5.8	3.1	2.4	2.4	1.6	0.2	0.5
7.55—7.73	L ₃	46.0	7.7	14.5	12.2	12.8	4.3	0.8	0.6			1.1
		63.7	4.3	21.7	6.9	2.4	0.2	0.2	0.2	—	—	0.4

Как видно из табл. 3, минералогический состав лёсса и моренного суглинка довольно близки. В. Чирвинский указывает,¹ что в составе мелких фракций моренного суглинка главную роль играют следующие „тяжелые“ минералы: гранат, роговая обманка, магнетит, циркон, титанистый и бурый железняк. Это приблизительно совпадает и с нашими данными. Некоторое расхождение имеется в отношении роговой обманки, которой в нашем образце морены оказалось совсем немного, тогда как В. Чирвинский указывает на ее значительное количество. Однако, поскольку в приводимой работе этого автора отсутствует количественная характеристика отдельных минералов, сделать более конкретные замечания трудно.

Из табл. 3 видно, что изучаемые породы характеризуются определенным преобладающим минеральным сочетанием: рудные, гранат, циркон, рутил, эпидот и роговая обманка. Остальные минералы имеют подчиненное значение.

¹ В. Чирвинский. Материалы к познанию химического и петрографического состава ледниковых отложений юго-западной России в связи с вопросом о движении ледникового покрова. Зап. Киевск. общ. естествоисп., т. XXIV. Киев, 1914.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ РАЗРЕЗА ЛЁССОВЫХ ПОРОД ВНЕ РАЙОНА
ДНЕПРОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Легкая фракция

В состав легкой фракции входят: кварц, полевые шпаты (ортоклаз, микроклин, альбит), слюды, глауконит, кальцит, гипс и выветрелые, ближе неопределимые зерна, может быть частично принадлежащие ортоклазу.

Таким образом состав легкой фракции аналогичен легкой фракции разреза № 230 за исключением может быть только мусковита, которого в разрезе № 21 несколько больше.

Соотношение отдельных минералов и их характерные черты в обоих разрезах сходны.

Тяжелая фракция

В составе тяжелой фракции констатированы: непрозрачные минералы, рутил, циркон, гранат, роговая обманка, эпидот, дистен, ставролит, силиманит, турмалин, титанит, апатит, цоизит, анатаз, слюдистые минералы.

Характер минералов тяжелой фракции в основном напоминает таковые же из разреза № 230 и поэтому на описании их останавливаться не будем.

Количественно-минералогическая характеристика пород по отдельным горизонтам представлена в табл. 4. Здесь анатаз подсчитан вместе с рутилом, а цоизит с эпидотом.

В числителе показано количество минералов для фракции 0.25—0.05 мм, а в знаменателе для 0.05—0.01 мм.

Из табл. 4 видно, что характер минеральных компонентов тот же, что и в разрезе № 230. Тут также преобладающими минералами являются: рудные, рутил, циркон, гранат, эпидот. Количественные соотношения в данном разрезе несколько отличные, однако, в связи с незначительным количеством исследованных образцов, от дальнейших выводов следует воздержаться.

В разрезе № 21 бросается в глаза своеобразное распределение роговой обманки: в то время как в верхних горизонтах и отчасти в нижних количество ее довольно значительно, достигая $16.8^{0}_{/0}$, в средних горизонтах (16.60—21.0) количество ее резко уменьшается до $0.4—0.6^{0}_{/0}$. Обеднены роговой обманкой нижняя половина третьего яруса и четвертый ярус лёсса.

Сравнивая количество минералов в разных фракциях, большой разницы не замечаем. Отдельные случаи большего различия содержания минералов в фракции 0.25—0.05 и 0.05—0.01 мм объясняются может быть неточным разделением при механическом анализе, что видно было и под микроскопом. В фракции 0.05—0.01 мм новых минералов не встречается, а бывает даже, наоборот, отсутствуют некоторые минералы, констатированные в небольших количествах в фракции 0.25—0.05 мм.

Таблица 4

Глубина	Горизонт	М и н е р а л ы (в %)												
		Непрозрачные	Рутил	Циркон	Гранат	Роговая обманка	Эпидот	Дистен	Ставролит	Спальманит	Турмалин	Титанит	Апатит	Сауда минер.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1.30 — 2.80	L ₁	36.8	10.3	14.5	11.4	9.6	13.8	0.6	0.6	0.6	0.6	1.2	—	—
		43.6	9.7	15.8	10.4	2.4	15.2	0.3	0	0.3	0.3	2.0	—	—
3.80 — 4.45	L ₂	50.4	7.7	11.2	5.8	7.5	11.6	1.7	1.4	1.0	1.4	0.0	—	0.3
		41.5	14.5	6.0	6.8	8.0	21.4	0.5	0	0	0.7	0.9	—	—
7.25 — 8.00	L ₃	41.8	6.3	8.5	8.5	16.8	14.7	0.3	0.7	0.7	0.3	1.4	—	—
		40.0	11.9	9.8	9.8	7.8	16.8	0.2	0.2	0	0.9	2.4	—	—
9.0 — 13.80	L ₃	50.6	7.8	12.5	11.4	6.4	5.8	0.5	0.6	1.7	1.9	0.3	0.2	—
		47.7	8.5	16.0	6.7	4.2	15.1	0.6	0.6	0	0.6	0.6	0	—
13.80—16.60		49.6	7.6	14.1	6.1	11.1	9.1	0.4	0.4	0.4	0.8	0.4	—	—
		42.4	14.6	7.0	9.4	6.5	17.7	0.5	0	0.5	0.5	0.9	—	—
16.60—16.70		46.9	13.9	9.8	9.5	1.9	10.4	3.7	1.3	0.9	0.9	0.4	—	—
		46.7	17.4	15.2	6.2	0.4	11.2	0.4	0.4	0	0.4	1.7	—	—
16.70—17.00		58.0	11.8	7.3	6.9	0.4	9.5	1.7	0.9	—	—	0.9	—	6.0
		52.5	15.8	8.8	6.1	0.2	9.9	0.4	0.5	—	сл.	1.1	—	4.7
18.00—18.50		46.5	13.6	12.8	6.7	0.6	7.2	1.8	0.6	3.4	1.2	1.5	—	—
		46.6	14.6	14.3	7.0	1.0	11.0	1.3	0.5	1.8	0.7	1.5	—	—
19.30—20.00	L ₄	57.2	9.8	10.3	5.3	1.2	10.8	1.7	0.4	0.4	1.7	1.2	—	сл.
		55.2	8.5	13.4	5.5	0.8	10.9	1.0	0.7	0.7	1.1	2.2	—	0
20.50—21.00		46.5	6.6	9.4	5.7	1.7	8.7	1.3	1.7	3.8	1.9	1.3	0.2	11.2
		47.0	6.0	15.8	6.6	1.4	19.9	0.7	0.4	0.7	0.4	1.8	0	сл.
23.40—26.00	L ₅ — a ₅	45.8	10.9	14.7	7.7	7.8	10.2	0.9	1.6	0.4	1.4	1.7	—	сл.
		43.4	14.4	15.6	7.3	5.1	10.1	0.6	1.8	1.6	1.2	2.1	—	—
29.30—32.60	L ₆ — Lac	43.4	6.7	10.1	10.1	9.7	6.5	0.6	1.3	0.6	3.0	0.6	—	—
		45.4	7.7	11.2	10.0	7.7	7.5	0.1	0.5	0.9	1.5	сл.	—	—
32.60 — 35.00		52.2	6.5	19.2	10.6	1.0	2.2	0.3	1.7	0.3	0.7	0.7	—	2.4
		50.2	8.0	20.2	11.1	сл.	3.8	0.5	1.4	0.6	сл.	сл.	—	0.4
35.0 — 36.90		37.1	11.4	15.3	9.5	8.4	7.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	—	1.0
		33.1	10.9	18.1	9.4	7.8	10.3	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	—	сл.
36.90—37.00		51.4	8.8	12.3	12.3	2.0	5.1	—	0.5	0.5	0.5	1.5	—	сл.
		49.4	9.1	14.0	13.2	1.0	5.8	—	сл.	сл.	сл.	сл.	—	—

В связи с этим при массовых подсчетах можно было бы, я думаю, ограничиться изучением только одной лёссовой фракции — 0.25—0.05 мм при условии точного разделения фракций методами механического анализа.

О ВОЗМОЖНЫХ ИСТОЧНИКАХ МАТЕРИАЛА ЛЁССОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Недостаточная изученность в минералогическом отношении как лёссов, так и других более древних осадочных образований не позволяет

сделать достаточно обоснованных обобщений. Поэтому нижеследующие выводы следует рассматривать как сугубо предварительные, могущие значительно измениться в результате накопления соответствующего материала.

При рассмотрении табл. 3 обращает внимание значительная близость количественно-минералогического состава тяжелой фракции лёсса и морены. Это позволяет предполагать, что главным исходным материалом для образования лёсса были те же породы, из которых формировались морены.

По данным В. Н. Чирвинского (loc. cit., стр. 276 и др.), Днепровский язык великого оледенения образован северным ледниковым потоком, принесшим валуны кристаллических и метаморфических, а также северных осадочных (палеозойских) пород.

Это обстоятельство вполне соответствует нашим данным. В состав тяжелой фракции исследованных образцов входят исключительно минералы, заключающиеся в кислых кристаллических и метаморфических породах.

С другой стороны, в исследованных образцах (табл. 3 и 4) очень слабо представлена группа дистен-ставролит-силлиманит. Как показали работы ЦНИГРИ¹, палеозойские породы характеризуются отсутствием этих же минеральных компонентов. Эти два обстоятельства подтверждают предположение общности источника материалов морены и лёссовых образований исследованных разрезов.

Что касается возможности происхождения лёсса за счет разрушения морен, то этот вопрос остается пока открытым, в то же время вполне очевидно, что материалом для образования лёсса и морен служили в значительной степени одни и те же породы.

Местные третичные отложения, как материал для образования лёсса, повидимому, не имели сколько-нибудь существенного значения. Об этом говорят данные минералогического состава тяжелой фракции этих пород, где преобладающей является группа дистена-ставролита,² количество которой в наших образцах весьма незначительно.

Еще несколько слов о генезисе механических элементов лёсса. Гансен доказывал, что крупность зерна в лёссе является вторичным явлением, вызванным покрытием небольших зерен цеолитной или карбонатной коркой в условиях аридно-водного выветривания.³

Изучение образцов лёсса под микроскопом показало, что крупные фракции (0.25—0.05 мм и 0.05—0.01 мм) состоят, главным образом, из

¹ В. Татарский. Рукопись. — В. П. Батури. Некоторые вопросы петрографии в изучении четвертичных отложений Русской платформы. Тр. II Межд. Конф. АИЧПЕ, вып. II, стр. 50. 1933.

² Батури. Loc. cit.

³ По Граману. О происхождении и образовании лёсса в средней Европе. Бюлл. Инф. бюро АИЧПЕ, 1932 г., вып. 3—4, стр. 9.

минеральных зерен обломочного („первичного“) происхождения, причем величина зерен более или менее (в зависимости от полноты механического разделения) соответствует делению фракций. Это обстоятельство, в связи с значительным количеством в породе песчаной пыли, говорит за то, что в формировании лёссовых отложений принимали участие и породы близлежащих районов.

I. A. LEPIKAŠ

CONTRIBUTION TO THE MINERALOGY OF THE LOESS DEPOSITS OF THE UKRAINE

Summary

The mineralogical composition of two sections of loess formations of the Ukraine has been studied 1) in the region of the extension of the Dnieper glaciation (bore-hole № 230) and 2) southwards, in the extra-glacial region (bore-hole № 21).

In the first case the loess rocks (L) are divided by moraines (M). In the second one—the whole of the section is formed by loess with fossil soils (a_1, a_2, a_3, a_4) and is underlain by a loess-like light subsoil of lacustrine origin (LAC.).

The samples have been divided for the mineralogical study by the mechanical analysis, according to Sabanin's method, into particles > 0.25 mm, $0.25-0.05$ mm and $0.05-0.01$ mm. The two last particles have been divided by the bromoform (specific gravity 2.8) in sections of „heavy“ minerals and sections of „light“ minerals.¹

The light section is formed by the following minerals: quartz, feldspars (orthoclase, microcline, albite), mica (muscovite, biotite), glauconite and undefinable eroded grains.

In the particles $0.25-0.05$ mm quartz is predominating and its content amounts to $70-75\%$ of the whole composition.

In particles $0.055-0.01$ mm—there is a little less quartz on account of the increase of the quantity of feldspars.

The second place—according to the amount of the grains—is occupied by the feldspars. The remaining minerals are there in a quite insignificant quantity.

The mineralogical composition of the heavy section (bore-holes № 230 and 21) is given in tables 2 and 3.²

¹ The mechanical analysis and division by the bromoform have been performed at the Laboratory of mechanical analysis ZNIGRI (Central Scientific Explorational Institute for Geological Researches). The accounts have been made by T. V. Krivleva (of the Lithological bureau of ZNIGRI).

² In table 2 only the particles $0.25-0.05$ mm of the first three samples are summarized, and for the sample $7.55-7.73$ mm—besides it the particles $0.05-0.01$ mm. In table 3 all the accounts are made for both the sections.

THE POSSIBLE SOURCES OF MATERIALS FOR THE LOESS FORMATION

The insufficient study on the mineralogical account of loess and others more ancient sedimentary formations does not allow to make any sufficiently well-grounded generalizations. Therefore the following deductions must be considered as very preliminary ones, which can be considerably changed at the accumulation of some new corresponding materials.

On examining table 3 the close relation of the quantitative-mineralogical composition of the heavy section of loess and moraine attracts the attention. This allows to presume that for the formation of the loess the same rocks as for the moraine formation have been the chief, fundamental, sedimentary material.

On the data of V. N. Čirvinsky¹ the Dnieper lobe of the great glaciation was formed by the Northern glacial stream, which brought about the boulders of crystalline and metamorphic and also of northern sedimentary (paleozoic) rocks.

This conjunction corresponds totally to our data, because the composition of the heavy section of the studied samples is exclusively formed by minerals, which are enclosed in acid crystalline and metamorphic rocks.

Besides, the group of disthen-staurolite-sillimanite is very faintly represented in the studied samples (tables 3 and 4).

The paleozoic rocks, according to the works of ZNIGRI,² are also characterized by the absence of the same mineral components. These two conjunctures confirm the supposition as to the community of the sources of materials for the loess and moraine formations of the studied sections. As regards the possibility of the origin of the loess on account of the erosion of the moraines, this question must remain open it is however quite evident that the above named rocks served in a considerable degree as materials for the loess and moraine formation.

The local, tertiary sediments, as it appears, had not a considerable influence, as material for the loess formation. The data of the mineralogical composition of the heavy section, where the group of distheno-staurolite³ is predominating, and the quantity of which in our samples is quite insignificant, confirm it.

Some more words about the genesis of the mechanical elements of the loess.

¹ Čirvinsky, V. Materialy k poznaniyu khimicheskogo i petrographicheskogo sostava lednikovyx otlozheniy Yugo-Zapadnoi Rossii v svyazi s voprosom o dvizhenii lednikovogo pokrova. (Materials for the knowledge of chemical and petrographical composition of glacial deposits of South-western Russia in connexion with the question of the movement of the glacial mantle). Zap. Kievsk. Obsh. Est., v. XXIV, pp. 1—320, s 2 tabl. i kartoi p.p. 320—344. 1914.

² Tatarsky, V. Manuscript; — Baturin, V. P. Some questions of petrography in the study of the Quaternary on the Russian Platform. Works of the II internat. conf. A. S. E. Q., 1933 v. II, p. 50.

³ Baturin. Loc. cit.