

TERRACES OF LOW REACHES OF ALDAN RIVER AND THEIR CORRELATION WITH FLUVIO-GLACIAL PLAINS OF WEST PRYVERKHIOYANIE

A. A. SVITICH

Summary

There are six terraces in the lower reaches of Aldan river: two buried terraces of Middle Pleistocene age; terraces at 50 m, 30 m and 20 m levels — of Late Pleistocene age; low terrace (8—10 m) and flood plain of Holocene age. After palynological data, all the Pleistocene terraces were formed under conditions of rigorous climate, permanent frost and intensive weathering. Middle Pleistocene terraces and 30 m terrace were formed during mountain and piedmont glaciations of West Pryverkhoyanie. Alluvium of the 50 m terrace of Aldan is synchronous to the glacio-fluvial deposits of West Pryverkhoyanie plain. «Covering» loams of Aldan terraces are of different ages and belong to flood-plain facies of periglacial alluvium.

УДК 551.435.4(470.21/.25)

Л. Р. СЕРЕБРЯННЫЙ, И. Н. ЧУКЛЕНКОВА

ГУСТОТА ОЗЕР КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ВОЗРАСТА ГЛЯЦИГЕННОЙ МОРФОСКУЛЬПТУРЫ (ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА В СЕВЕРО-ЗАПАДНЫХ РАЙОНАХ РУССКОЙ РАВНИНЫ)

Степень сохранности морфоскульптуры, созданной ледниковым покровом, как известно, в первую очередь зависит от времени, истекшего после таяния льдов. Поэтому наиболее четко выражены морфологические следы молодых четвертичных оледенений и особенно самого последнего. Вне области этого оледенения длительность воздействия эрозионных и солифлюкционно-делювиальных процессов последовательно возрастала по мере увеличения возраста гляцигенной морфоскульптуры, первоначальный облик которой все более затухевывался. Эта закономерность четко отражена в морфоскульптурной зональности областей древнего оледенения Европы (Мазарович, 1951; Благоволин, Серебрянный, 1967; Асеев, 1970 и др.).

Чрезвычайно важно установить предел распространения свежей гляцигенной морфоскульптуры, отождествляемый с границей последнего оледенения. Этот подход был впервые конкретно сформулирован Гриппом (Gripp, 1924) для относительно небольшой территории Гольштейна и впоследствии перенесен им и другими исследователями на сопредельные районы Среднеевропейской низменности. Внедрению данного критерия для установления границы последнего оледенения на Русской равнине особенно способствовали исследования Г. Ф. Мирчинка, К. К. Маркова и Н. Н. Соколова, которые наряду с геоморфологическими материалами широко использовали данные по стратиграфии. Такой комплексный подход в последние годы получил освещение в многочисленных сводных работах («Рельеф и стратиграфия....», 1961, и др.), где неизменно осуществлялась качественная оценка краевых ледниковых поясов по степени сохранности рельефа.

Не вдаваясь в палеогеографические и стратиграфические аспекты этих исследований, нам хотелось бы остановиться на геоморфологической стороне проблемы. Вряд ли можно усомниться в том, что методика оценки свежести ледниковых форм рельефа, остающаяся почти полвека на качественном уровне, далеко не совершенна. На подобной основе трудно провести объективный разбор спорных вопросов истории развития

гляцигенного рельефа, так же как и составить полноценные морфохронологические карты древнеледниковых областей, особенно без достаточного объема надежной стратиграфической информации. Единственный путь решения рассматриваемой проблемы сводится к получению количественных показателей сохранности или переработки гляцигенной морфоскульптуры.

Подобного рода разработки, выполненные для отдельных территорий Русской равнины (Васильев, 1963; Фомин, 1969), сводились к установлению отдельных параметров, характеризующих относительные превышения ледниковых форм и углы наклона склонов. М. Е. Вигдорчик и В. С. Резник (1972) полагают, что указанные параметры не дают объективного представления о степени сохранности рельефа, и с этим мнением, вероятно, можно согласиться. Однако взамен они рекомендуют вычислять среднюю крутизну склонов и средние углы наклона поверхности по формуле Финстервальдера — Пейкера для сравнительно небольших ключевых участков преимущественно камового рельефа на междуречьях. Этот метод, на наш взгляд, нельзя признать объективным прежде всего потому, что камовые комплексы вряд ли служат типичными индикаторами относительного возраста гляцигенной морфоскульптуры (скорее всего в этом качестве следовало бы использовать участки холмисто-моренного рельефа и конечно-моренные гряды). Далее, сам по себе путь выборочного обследования нельзя считать удовлетворительным, так как апробация количественных показателей должна осуществляться на широком пространственном фоне. Несмотря на трудоемкость, камеральные морфометрические исследования больших территорий вполне оправдывают себя, обеспечивая объективную основу характеристики рельефа и сокращая стоимость полевых работ.

Наиболее подходящим морфометрическим индикатором гляцигенного рельефа служит густота озер, объективно отражающая результат воздействия ледникового покрова на ложе. Геоморфологические наблюдения близ краев современных ледников и ледниковых щитов позволяют выявить наличие многочисленных котловин, входящих в комплексы краевых образований. Преобладающее большинство этих котловин занято озерами, возникшими после вытаивания глыб льда; меньшее число их представляет собой наследие приледниковых водоемов и ложбин стока талых ледниковых вод. Сходные категории озерных котловин прослеживаются и в областях четвертичного оледенения. Попытки дифференциации этих котловин с привлечением количественных показателей предпринимались главным образом для относительно небольших территорий. Один из наиболее интересных опытов принадлежит О. Ф. Якушко (1971), приведшей морфометрические оценки плотности озерной сети для некоторых районов Белорусского Поозерья.

Большая заслуга в деле создания сводной карты густоты озерной сети принадлежит Майдановскому (Majdanowski, 1950), исследования которого охватили всю южную часть водосборного бассейна Балтийского моря от Дании на западе до верховьев Волги на востоке. Густота озер оценивалась по отношению суммарной протяженности их длинных осей к площадям листов топографических карт и выражалась в $\text{км}/100 \text{ км}^2$. Следует, однако, заметить, что озера при одинаковых размерах длинных осей могут весьма отличаться по площади; отсюда вполне понятнооявление вероятных погрешностей в оценках густоты озер. По мнению Майдановского, зона повышенной озерности ограничивается южным пределом распространения ледникового покрова в позднем плейстоцене. К сожалению, морфометрические данные этого исследователя тоже ограничены указанным пределом, и потому практически проконтролировать зависимость нельзя. Анализируя карту Майдановского, нетрудно заметить, что к северу от границы позднеплейстоценового ледникового покрова прослеживается зона участков максимальной густоты озер, которая примерно совпадает

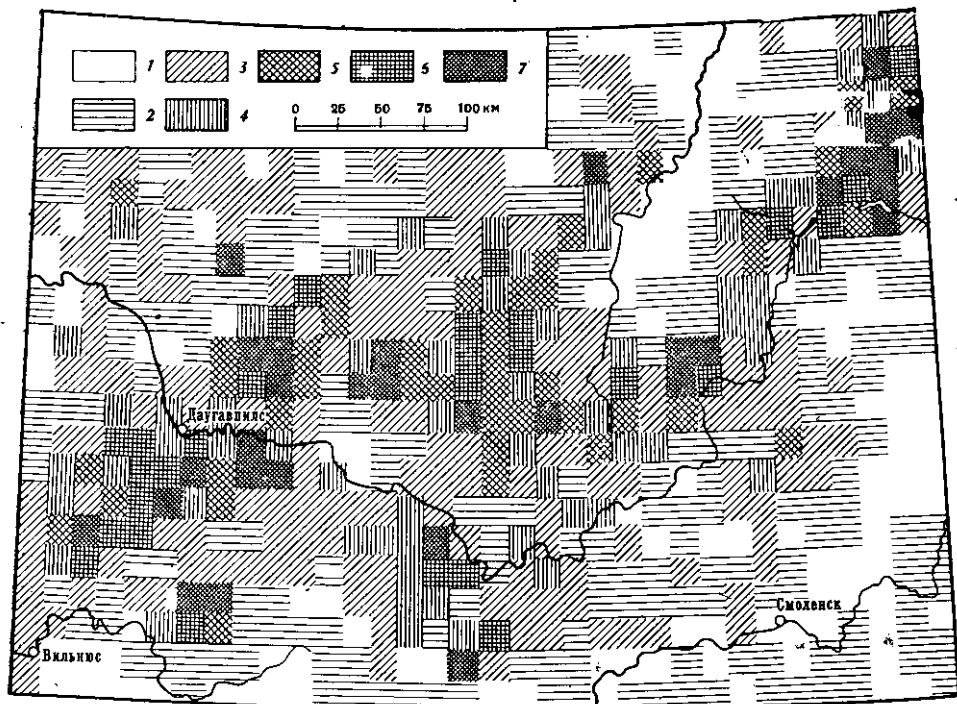


Рис. 1. Картограмма абсолютной плотности озер (%):
1. 0; 2. 0,0—0,5; 3. 0,5—2,5; 4. 2,5—4,5; 5. 4,5—6,5; 6. 6,5—10,5; 7. >10,5

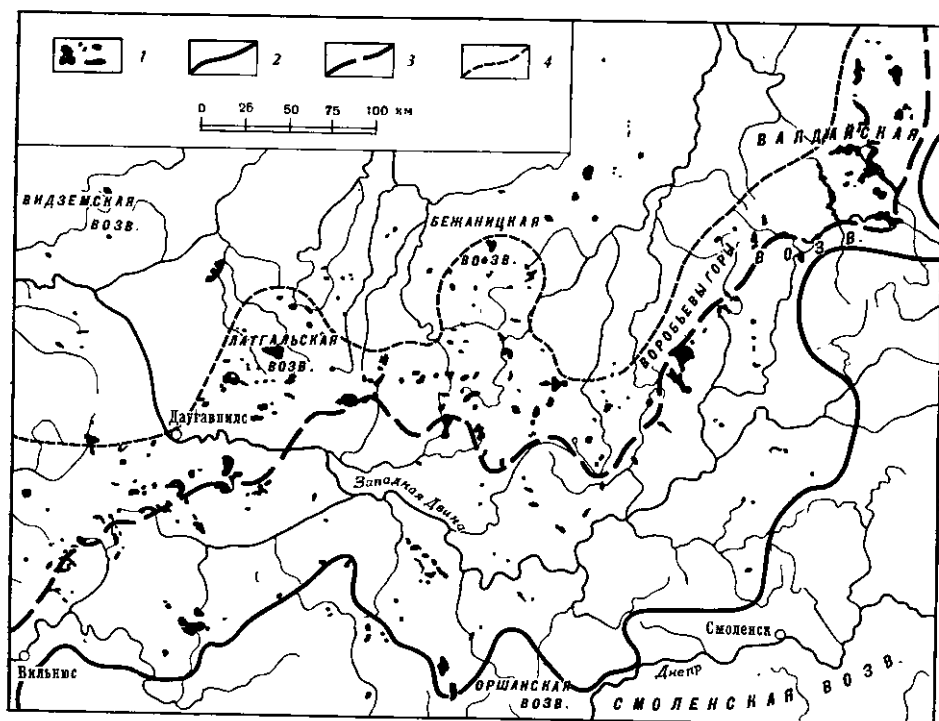


Рис. 2. Размещение озер.

1 — озера; 2 — граница бологовской стадии (ранневалдайского оледенения); 3 — граница вепсовской стадии (поздневалдайского оледенения); 4 — северный рубеж Главного моренного пояса

ет с самыми высокими районами Балтийской гряды и продолжается на Латгальской и Валдайской возвышенностях.

С целью дальнейшего развития и совершенствования этого перспективного направления представилось целесообразным выполнить детальные морфометрические исследования по однородным топографическим материалам, покрывающим большую часть бассейна Западной Двины с сопредельными территориями. В качестве основного показателя использовалась абсолютная площадь озер ледникового происхождения, которая подсчитывалась по отношению к площадям листов топографических карт и выражалась в процентах. Выбранный нами критерий отличается большей объективностью, чем применявшееся Майдановским отношение суммы длинных осей озер к площади карты. Подобно нашему предшественнику, мы не принимали во внимание при подсчетах весьма немногочисленные пойменные озера, а также искусственные пруды и водохранилища.

Измерение площадей озер проводилось планиметром, очень мелкие контуры (менее 1 см^2 на карте) измерялись палеткой с размером квадратов $1 \times 1 \text{ мм}$. Все подсчеты выполнялись с помощью настольного электронного вычислительного аппарата Земтрон-220. Результаты подсчетов были сведены в таблицу, которая использовалась для построения кривой пространственного распространения озер. По этой кривой была выбрана следующая шкала для карты густоты озерной сети (%): 0; 0—0,5; 0,5—2,5; 2,5—4,5; 4,5—6,5; 6,5—10,5 и $>10,5$.

Наиболее трудоемким оказалось измерение площадей, по сравнению с которым все последующие операции заняли не более 5% от общей затраты времени. В целом же проведенная работа не сопряжена с большими трудностями, не считая затраты времени, которая будет преодолена благодаря вполне возможной автоматизации картометрических работ.

При графическом представлении полученных результатов было отдано предпочтение методу картограммы. Применявшийся Майдановским метод изолиний, на наш взгляд, не подходит для передачи прерывистого пространственного распространения явлений, которое наиболее верно отражает картограмма.

На составленной нами карте (рис. 1) четко выделяется зона максимальной озерности. Она приурочена на западе к поозерьям Балтийской гряды и Латгальской возвышенности, продолжается в области скопления озер на стыке Псковской обл. и Белоруссии и далее следует по краю Валдайской возвышенности (Воробьевы и Ревеницкие горы, Осташковская гряда и т. д.). Эта зона максимальной концентрации озер в общих чертах соответствует Главному, или Основному, моренному поясу, впервые описанному Н. Н. Соколовым (1949), который связывал с этим поясом область максимальной ледниковой аккумуляции. Южная граница этого пояса свежей гляцигенной морфоскульптуры маркируется краевыми ледниковыми образованиями вепсовской стадии на северо-западе РСФСР, браславской — в Белоруссии, аукштайтской, или померанской — в Литве. Синхронность этих стадий отмечается в новейшей литературе (Якушко, 1971 и др.). Мы полагаем, что рассматриваемая зона наибольшей густоты озер образовалась в течение относительно небольшого временного интервала, отличавшегося тем не менее значительными масштабами ледниковой аккумуляции.

В пределах зоны средняя густота озер, по нашим подсчетам, составляет 6%, что совпадает с расчетами О. Ф. Якушко (1971) для Браславской гряды в Белорусском Поозерье. Наибольшие значения озерности существенно превосходят средний уровень, достигая 20—30% в районе Верхневолжских озер и на некоторых участках Литовского Поозерья. На Латгальской возвышенности максимум густоты озерной сети составляет 12—14, на Бежаницкой — 7%. Зона высокой концентрации озер прослеживается почти непрерывно, достигая пониженных значений только на весьма ограниченных участках.

К югу от полосы максимальной озерности ситуация существенно меняется. В средней части бассейна Западной Двины, где в позднем плейстоцене располагались обширные приледниковые водоемы (Якушко, 1971), осталось немного современных озер, и лишь на водоразделе с бассейном Днепра появляются отдельные разрозненные участки повышенной густоты озерной сети. Здесь проходит краевая зона бологовской стадии, выделяемой на северо-западе РСФСР, и ее аналога в Белоруссии — озерской стадии. На нашей карте этот рубеж выражен не так четко: здесь средний показатель плотности озер ниже, чем в полосе максимальной озерности, более чем в 2 раза, составляя всего 2,7%. Если же исключить из подсчетов несколько районов с повышенной плотностью озер (на севере Нарочанско-Вилейской низины, на юге Лукомльской возвышенности и др.), то этот показатель снизится до 2%. В пределах территории, расположенной южнее зоны максимальной озерности, встречается много котловин, возникших на месте спущенных озер и в настоящее время нередко занятых болотами. Такие котловины широко распространены на ледниково-аккумулятивных возвышенностях на водоразделе бассейнов Днепра и Западной Двины, в частности на Лукомльской и Оршанской возвышенностях. Это также свидетельствует о более древнем возрасте гляцигенной морфоскульптуры указанной территории.

Исходя из отмеченных различий в густоте озерной сети, можно заключить, что свежая морфоскульптура Главного моренного пояса и отвечающей ему зоны максимальной озерности сформировалась во время последнего оледенения. Здесь наблюдается наиболее тесная корреляция между числом озер и озерных котловин. В более южных районах, вплоть до границы бологовской стадии, ледниковый рельеф достаточно преобразован процессами эрозии и солифлюкции, что привело к заметному сокращению плотности озерной сети, которое наглядно иллюстрируется морфометрическими данными. Число спущенных озерных котловин на этой территории сильно возрастает. По расчетам Д. Д. Квасова (1963), для подобного преобразования требовалось длительное время — не менее нескольких десятков тысяч лет. Соответственно остается предположить, что гляцигенная морфоскульптура была заложена там в период предпоследнего оледенения.

В северо-восточном углу карты (рис. 1) зона максимальной густоты озер резко отделяется от расположенных к юго-востоку от нее районов с незначительной концентрацией озер (0,5% и менее). Это соотношение хорошо выдерживается и в районах, находящихся за восточной рамкой карты. Новейшие геолого-геоморфологические исследования (Козлов, 1972) свидетельствуют, что в позднем плейстоцене ледниковый покров распространялся только на самую северную окраину Калининского Поволжья, а ледниковый рельеф остальной части этой территории имеет среднелейстоценовый возраст. Результаты морфометрических исследований вполне согласуются с этими выводами. В районе Верхней Волги границы обоих позднелейстоценовых оледенений — ранневалдайского и поздневалдайского (Серебрянный, 1971) — сильно сближаются между собой, и на нашей карте, составленной методом картограммы в мелком масштабе, различия в густоте озерной сети между областями этих оледенений трудно выявить, зато на первый план выдвигается контраст между морфоскульптурными зонами среднего и позднего плейстоцена. Довольно сходная ситуация отмечается и в юго-западном углу карты, где границы ранне- и поздневалдайского оледенений тоже сближаются. На карте выражен резкий контраст между Балтийской грядой и расположенными к востоку Лидской и Ошмянской возвышенностями. Морфоскульптура этих возвышенностей имеет среднелейстоценовый возраст и характеризуется почти полным отсутствием озер.

Наши исследования вполне подтверждают известное положение о значительной концентрации озер на территории, покрывавшей льдом

в позднем плейстоцене, однако в ее периферических частях установлены значительные различия в густоте озер, что указывает на соответствующие различия в возрасте гляцигенной морфоскульптуры. На наш взгляд, вполне уместно ставить вопрос о наличии двух крупных разновозрастных генераций этой морфоскульптуры.

Любопытно заметить, что контрасты в густоте озерной сети можно выявить даже по мелкомасштабным гипсометрическим картам. В качестве примера нами была поднята сеть озер, показанных на гипсометрической карте масштаба 1 : 2 500 000 издания 1970 г. (рис. 2), на которую были дополнительно нанесены границы бологовской и вепсовской стадий (главным образом по картам четвертичных отложений в томах «Геологии СССР» издания 1970—1971 гг.). На этой карте достаточно ясно видно, что концентрация озер в пределах Главного моренного пояса гораздо выше, чем в полосе между границами бологовской и вепсовской стадий.

Предпринятый нами опыт применения морфометрического анализа для дифференциации гляцигенного рельефа по возрасту дал весьма наглядный и объективный результат, вполне согласующийся с данными, независимо полученными при помощи других методов (Кудаба, 1972 и др.). Морфометрический анализ может быть рекомендован для проведения соответствующих исследований не только на северо-западе Русской равнины, но и в других районах развития древнеледниковой морфоскульптуры. Однако в тех случаях, когда зависимость концентрации озер от возраста ледникового рельефа осложнена влиянием других факторов (карст, криогенные процессы и др.), возможно, появится необходимость введения дополнительных коррективов.

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. Автореф. докт. дис. М., 1970.
Благоволонин Н. С., Серебрянный Л. Р. Рельеф Европы.— В кн.: Рельеф Земли. М., «Наука», 1967.
Васильев В. Г. Морфометрическая характеристика рельефа Смоленской области.— Уч. зап. Смоленск. гос. пед. ин-та, вып. 12, 1963.
Вигдорчик М. Е., Резник В. С. К оценке относительного возраста краевых образований морфометрическим методом.— В кн.: Региональные исследования ледниковых образований. Рига, 1972.
Квасов Д. Д. Влияние оледенения на развитие гидрографической сети Русской равнины.— Тр. Лабор. озероведения АН СССР, т. 15. Л., Изд-во АН СССР, 1963.
Козлов В. Б. Установление распространения последнего ледника в Калининской области с учетом особенностей его дегляциации.— В кн.: Региональные исследования ледниковых образований. Рига, 1972.
Кудаба Ч. Гляциоморфология маргинальных ледниково-аккумулятивных возвышенностей (на примере Балтийской холмисто-моренной гряды). Автореф. докт. дис. Вильнюс, 1972.
Мазарович А. Н. Зональность четвертичных отложений Европы.— Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода, № 16. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1951.
Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Соколов Н. Н. Рельеф.— В кн.: Северо-Запад РСФСР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1949.
Серебрянный Л. Р. Вклад радиохронометрии в изучение истории формирования рельефа Русской равнины в позднем плейстоцене.— Геоморфология, № 2, 1971.
Фомин Е. А. Анализ крутизны склонов моренно-грядового рельефа Калининской области.— Уч. зап. Калининск. гос. пед. ин-та, вып. 68, 1969.
Якушко О. Ф. Белорусское Поозерье. История развития и современное состояние озер Северной Белоруссии. Минск, 1971.
Gripp K. Über die äusserste Grenze der letzten Vereisung in Nordwest-Deutschland.— Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg, Bd. 36, 1924.
Majdanowski S. Zagadnienia rynien jeziernych na Niżu Europejskim.— Badania fizjograficzne nad Polską Zachodnią, z. 1, No. 2, 1950.