

Н. И. АПУХТИН

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ

В 1947 г. Ленинградским геологическим управлением проводилась комплексная геологическая съемка обширной территории центральной части Западной Карелии с применением аэровизуального метода геологического картирования.

В настоящем очерке излагаются материалы, собранные лично автором, возглавлявшим аэровизуальную партию Западно-Карельской экспедиции.

Благодаря применению аэровизуальных наблюдений как основного метода геоморфологических исследований автор имел возможность в один полевой сезон обследовать обширную территорию, лежащую между 63 и 65° северной широты и 30°20' и 33° восточной долготы, считая от Гринвича.

Территория Балтийского щита, часть которого рассматривается подробно в настоящем очерке, представляет собой обширный кристаллический массив, сложенный древнейшими образованиями архейского и протерозойского времени. Среди этих образований наблюдаются породы как вулканогенные, так и осадочного происхождения. Это позволяет утверждать, что в древнейшие времена геологической истории Карелии происходило чередование длительных периодов покоя, во время которых накапливались мощные толщи осадочных пород, с периодами диастрофизма, вызывавшими формирование складчатых и глыбовых структур и сопровождавшимися внедрением крупных интрузивных тел.

Тектонические процессы, проявлявшиеся в докембрийское время, различно воздействовали на образования, слагающие кристаллический массив Карелии, и создавали складчатые сооружения с характерной для данной эпохи диастрофизма ориентировкой. Позднейшие явления тектоники, имевшие место в палеозое, проявились в виде многочисленных разломов, раздробивших кристаллический щит на отдельные глыбы.

Тектонические процессы третичного времени проявились также в форме дизъюнктивных дислокаций, главным образом по линиям древних разломов и перемещений отдельных глыб относительно друг друга. Со времен протерозоя Балтийский кристаллический массив являлся континентом, вследствие чего его поверхность на протяжении колоссального промежутка времени подвергалась интенсивным процессам выветривания. К моменту великого четвертичного оледенения процессы выветривания на месте древней горной страны образовали предельную равнину — пенеплен. Неровности рельефа сnivelировались за счет разрушения горных сооружений и аккумуляции обломочного материала в пониженных частях рельефа. Интенсивность денудации горных пород в значительной степени зависела как от литологии, так и от положения в структуре горных сооружений. Легко поддающиеся выветриванию породы (разнообраз-

Попытаемся определить роль ледникового выпахивания в формировании современного рельефа Карелии. Что может являться критерием значения выпахивающей деятельности ледниковых масс, неоднократно надвигавшихся на территорию Карелии? Критерием являются только современный облик страны и следы, оставленные материковыми ледниками в пределах областей ледниковой экзарации и аккумуляции.

На обширной территории Русской равнины наблюдаются продукты ледникового происхождения, мощность которых достигает местами многих десятков метров. Наряду с местными породами по всей территории Русской равнины до средних течений Волги, Дона, и нижнего течения Днепра встречаются в моренах в значительном количестве валуны, гальки и щебень карельских и финляндских горных пород, принесенных сюда ледниками. Это обстоятельство свидетельствует о том, что в результате выпахивающей деятельности ледников колоссальное количество продуктов выветривания горных пород было эродировано ледниками и вынесено за пределы Балтийского щита. Действительно, в пределах Карелии еще никем не было обнаружено сколько-нибудь значительных следов коры выветривания и осадочных толщ, заполнявших неровности кристаллического ложа в дочетвертичное время¹.

В результате механического воздействия ледников остатки древних складчатых структур были выведены на дневную поверхность, а депрессии, образовавшиеся в результате проявления дизъюнктивной дочетвертичной тектоники, были отпрепарированы.

Большинство исследователей Карелии и Кольского полуострова справедливо придают большое значение тектоническим формам в современном рельефе. Однако всегда следует помнить, что на большей части территории Карелии эти формы стали доступны для изучения в результате выпахивания ледниками рыхлых образований, под которыми были погребены эти структуры. Но это не дает оснований полагать, что к моменту четвертичного оледенения поверхность Карелии представляла собой идеальную равнину. Среди волнистой поверхности пенеplена возвышались безусловно останцовые горы, но основная часть горных сооружений должна была быть погребена, на наш взгляд, под толщей рыхлых образований, т. е. характер рельефа Карелии не отличался от пенеplенизированных районов, не подвергавшихся оледенению.

Переходя к описанию истории развития рельефа центральной части Западной Карелии, необходимо выделить следующие геоморфологические типы форм.

- I. Структурно-денудационно-тектонические формы рельефа.
- II. Формы рельефа, обусловленные ледниковой аккумуляцией.
- III. Формы рельефа, обусловленные аккумулятивной деятельностью талых ледниковых вод.
- IV. Формы рельефа, возникшие в результате речной эрозии, озерной абразии и аккумуляции.

I. Структурно-денудационно-тектонические формы рельефа

Структурно-тектонические формы, не затронутые агентами денудации, отсутствуют, так как преобразование рельефа непрерывно и процессы всегда накладываются один на другой. В результате выпахивающей деятельности ледников структурно-тектонические формы рельефа были очищены от покрывающих их толщ обломочного материала, выведены на поверхность и сглажены. В современном рельефе обследованного участка Западной Карелии эти формы играют значительную роль.

¹ Кора выветривания, обнаруженная в ряде пунктов на Кольском полуострове и в Приладжье, не имеет значительного площадного распространения.

Одной из характерных особенностей морфологии рассматриваемого района является наличие резко выраженных в рельефе остатков древних горных цепей карелид. Остатки этих горных сооружений простираются в северо-западном направлении от южных и юго-восточных границ района ($62^{\circ}50'$) до широты $64^{\circ}20'$. Севернее этой линии в пределах исследованного района не наблюдалось складчатых структур, связанных с посткарельским диастрофизмом. На исследованной территории наблюдаются три кулисообразно расположенные цепи гряд, различных как по длине, так и по сложности строения.

Западная цепь представляет собой сложную синклинальную структуру, усложненную рядом более мелких антиклинальных изгибов. Ширина этой складчатой полосы достигает наибольших размеров в районе оз. Пенинга, вследствие чего и весь массив носит это название.

Центральная цепь представляет собой северное продолжение большого и сложного Янгозерского синклинория. Эта структура выражена в рельефе в виде резко очерченных параллельных гряд, занимающих значительные пространства в южной части района. К западу от оз. Селецкого местность имеет типичный низкогорный характер. Севернее д. Гонги-Наволока складчатая зона значительно суживается и продолжается далее на северо-запад в виде одиночных высоких массивов, вытянутых по одной линии.

Восточная цепь, представляющая собой продолжение Елмозерской синклинальной структуры, резко суживается юго-восточнее Евдозера и севернее оз. Кюра-ламби; выражена она двумя параллельными массивами, прослеживающимися вплоть до Ругозера. На севере, в районе д. Келла-гора, восточная цепь заканчивается крупной и сложной антиклинальной структурой, в состав которой входят гряды: Андропова гора, Иванова гора и Келла-гора.

Формы, обусловленные дизъюнктивной тектоникой, менее резко выражены в рельефе, но придают ему своеобразный характер.

Исследованная территория пересечена исключительно густой сетью тектонических трещин и разломов, ориентированных главным образом в двух взаимно перпендикулярных направлениях — СВ и ЮВ. Эти направления являются господствующими почти на всей территории, исключая северную ее часть (район к северу от оз. Нюк), где преобладающими становятся ориентировки, близкие к широтным. Не исключена возможность тектонического происхождения крупнейших озер района: Нюк, Верхнего-Куйто, Тикшозера, Колонгозера и ряда других водоемов, представляющих собой грабенообразные впадины.

По более мелким трещинам располагаются узкие, сильно удлиненные озера или целые серии небольших водоемов, вытянутых в виде цепочек. Характерным примером могут служить Лувозеро и цепь мелких озер, прослеживающихся к юго-востоку от этого водоема вплоть до оз. Большого, а также система озер и протоков: Кимасозеро, Челмозеро, Ковдозеро и ряд других.

Исключительный интерес представляет взаимно перпендикулярная система озер и протоков в районе Челмозера. Этот бассейн, заполняя место пересечения двух тектонических разломов, имеет крестообразную форму. К юго-западу, северо-востоку, северо-западу и юго-востоку от этого озера располагаются прямолинейные протоки и цепи озер. Тектоническое происхождение впадины СЗ простирания доказывается наличием здесь сброса.

Реки, как правило, приурочены к этим мелким тектоническим формам, что подтверждается прямолинейностью речных долин и их коленчатостью. Характерными в этом отношении являются: долины р. Койдо-Деги, приток Шарко-Ламби в Кимасозеро, верхнее течение р. Каменной, система озер Койвас и Кенто, а также р. Кентийоки и ряд других, пересекающих район с северо-востока на юго-запад.

Под прямым углом к этим долинам расположены впадины озер Верхнее Куйто, Тикшозеро, Кимас и долины некоторых рек. Наиболее типичной долиной коленчатого строения является долина р. Чирка-Кемь на отрезке от устья р. Муезерки до оз. Куйто. Здесь река делает ряд крутых поворотов, отрезки русла между которыми ориентированы взаимно перпендикулярно и отличаются исключительной прямолинейностью.

Тектонические разломы, ориентированные согласно с направлением движения ледника, были в значительной степени углублены и расширены механической деятельностью последнего. Большинство озер, ориентированных с СЗ на ЮВ, приурочены именно к таким разработанным ледником трещинам.

Разломы, ориентированные перпендикулярно направлению движения, были слабо затронуты ледниковым выпахиванием. Они, как правило, узки и не носят явно выраженных следов ледниковой обработки.

Более или менее значительные по размерам депрессии, ориентированные вкрест направления движения льдов, могут быть объяснены только тектоническими явлениями.

Структурно-тектонические формы рельефа несут на себе характерные и глубокие следы механического воздействия ледников. Под влиянием выпахивания кристаллические массивы приобрели характерные мягкие сглаженные очертания. Крупнейшие кряжи, такие, как Кемь-вара, Карниз-вара, Унус-вара и ряд других, представляют собой грандиозные «бараньи лбы», с характерными для этой формы очертаниями. Отдельные участки склонов кристаллических массивов представляют собой группы сглаженных скалистых выходов — курчавых скал.

Если в пределах развития протерозоя наблюдаются линейновытянутые сглаженные формы, то в районах распространения архейских образований преобладают мягко очерченные изометрические формы. Так, на западе центральной части района близ границы съемки наблюдаются мягко очерченные плоские куполообразные холмы, занимающие здесь значительные пространства.

Ближие по форме образования наблюдаются также в северной части района между Костомукшей и оз. Куйто. Отрицательные формы рельефа, как уже упоминалось выше, также несут следы энергичного ледникового выпахивания.

II. Формы рельефа, обусловленные ледниковой аккумуляцией

Эти формы имеют сравнительно ограниченное распространение на исследованной территории. Они представлены холмисто-моренным ландшафтом (группами моренных холмов) и друмлинами. Конечные морены, т. е. моренные гряды, маркирующие положение ледникового края в период его отступления, не наблюдались.

Холмисто-моренный ландшафт отмечался в отдельных пунктах исследованной территории мелкими изолированными пятнами. Моренные холмы в большинстве случаев располагаются среди волнистой моренной равнины и лишь в редких случаях входят в состав ледникового комплекса «краевой зоны».

Группы моренных всхолмлений занимают незначительные площади, редко превышающие 8 км². Эти формы были отмечены в северо-восточной части района, к северу и северо-западу от оз. Нюк, к юго-востоку от Ругозеро, южнее Тумасозера, севернее Суккозера и к западу от оз. Гимольского.

Как показали наблюдения, моренные всхолмления приурочены к областям с расчлененным рельефом коренных пород. Очень часто моренные холмы группируются на склонах кристаллических массивов и их вершинах. Это обстоятельство дает основание предполагать, что накопление моренного материала происходило в трещинах ледника, вызванных не-

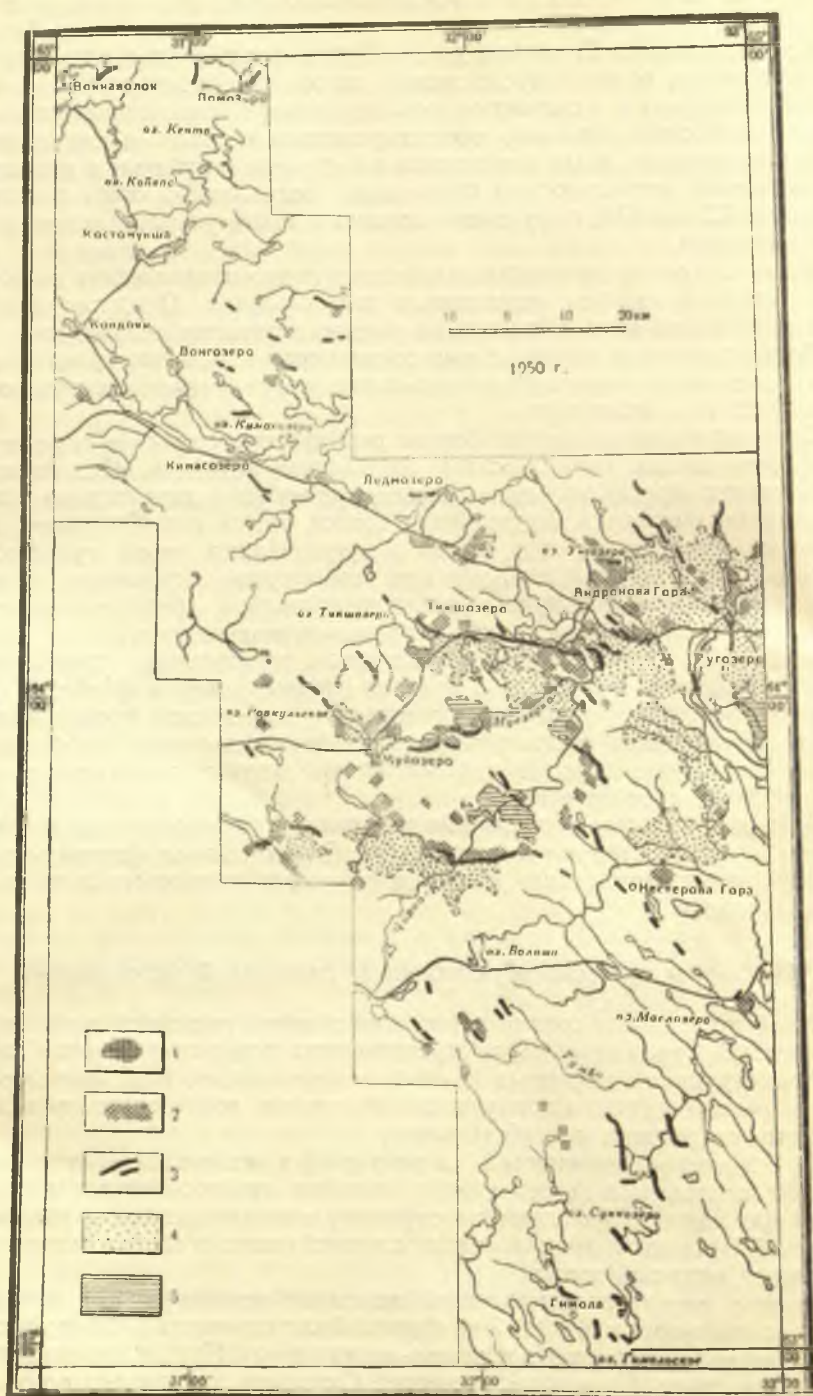


Рис. 2. Схематическая карта распространения краевого ледникового комплекса в Центральной части Западной Карелии
 1—холмисто-моренный ландшафт; 2—камни; 3—озера радиальные и маргинальные; 4—зандры; 5—равнины, обусловленные аккумуляцией приледниковых озерных бассейнов

ровностями коренного ложа. Разбросанность отдельных групп моренных холмов, их значительная удаленность и изолированность не позволяют считать эти образования краевыми.

В совершенно ином положении находятся участки холмисто-моренного ландшафта в центральной части района, где эти формы входят в состав ледникового краевого комплекса, о котором подробно будет сказано ниже. Моренные холмы, как правило, имеют четкие очертания (крутизна склонов до $25-30^\circ$). Относительная высота колеблется в пределах от 10 до $25-30$ м. На поверхности холмов наблюдается значительное количество обломочного материала, представленного валунами и глыбами различной степени окатанности. Особенно это бросается в глаза в районах, в недалеком прошлом подвергавшихся лесным пожарам, где поверхность лишена мохового покрова (среднее течение р. Муезерки, к юго-востоку от Муйозера).

Моренные холмы не имеют определенной формы и ориентировки и характеризуются неправильными очертаниями в плане. Но в некоторых случаях, например в районе оз. Мергубского, наблюдается любопытная особенность ориентировки моренных холмов. Здесь они несколько удлинены и ориентированы во взаимно перпендикулярных направлениях, вследствие чего рельеф приобретает решетчатый характер. Эта особенность исключительно хорошо наблюдается с самолета. Такого рода ландшафт мог образоваться вследствие отложения моренного материала в трещинах ледника, ориентированных взаимно перпендикулярно.

Как известно, густая сеть трещин, ориентированных подобным образом, часто возникает в ледниках непосредственно у их краев. Это обстоятельство и здесь находит подтверждение, так как моренные всхолмления оз. Мергубского входят в состав краевого ледникового комплекса.

Друмлины образуют весьма своеобразные оригинальные ландшафты; эти формы нигде не наблюдаются в виде одиночных гряд, а встречаются отдельными группами, часто занимающими значительные площади.

Друмлиновые ландшафты наблюдались к северу и северо-западу от Большого озера, южнее оз. Эльмис и в районе Вонгозера. Южнее 64-й параллели эти формы не обнаружены. В окрестностях Большого озера друмлины занимают площадь около 50 км^2 . Наблюдались эти формы также по обоим берегам в среднем течении Хев-реки и на левом берегу ее, близ оз. Хев-ярви. Здесь среди плоской заболоченной равнины наблюдаются друмлины, ориентированные согласно между собой. Общая ориентировка холмов северо-запад—юго-восток.

Друмлины имеют в плане форму вытянутых эллипсов. Расстояние между отдельными друмлинами, как правило, не более $100-150$ м, но иногда уменьшается до нескольких десятков метров. Длина этих форм колеблется от 150 до $250-350$ м, ширина редко превышает $50-100$ м, а высота друмлинов, по данным наземных наблюдений, варьирует в пределах от 5 до 15 м. Продольный профиль асимметричен, с крутым проксимальным и более пологим дистальным склонами. В проксимальной части холмов часто наблюдаются коренные породы, слагающие «ядро» друмлины. Иногда породы, слагающие «ядро», обнажаются в боковых частях холмов.

В районе оз. Эльмис ориентировка друмлинов близка к широтной, в районе Вонгозера ориентировка широтная. Следует отметить, что с продвижением к северу изменение северо-западной ориентировки на широтную присуще всем формам рельефа, независимо от их происхождения (исключая некоторые депрессии, связанные с древней дизъюнктивной тектоникой).

Образование друмлинов объясняется различно. Некоторые исследователи считают, что друмлины образовались вследствие заполнения мореным материалом радиальных трещин в толще льда. Другие считают, что

эти формы образовались под ледником в процессе его движения и аккумуляции моренного материала в дистальном направлении от коренных выступов, способствовавших накоплению морены. Обе приведенные гипотезы весьма убедительны и находят подтверждение в природе.

В рассматриваемом районе образование друмлинов происходило, по-видимому, согласно второй гипотезе, о чем свидетельствуют сглаженные выходы кристаллических пород в проксимальной части холмов.

III. Формы рельефа, обусловленные аккумулятивной деятельностью талых ледниковых вод

Камы. Под названием «камы» обычно понимают формы, возникшие вследствие аккумуляции песчаного материала в подледниковых и внутриледниковых бассейнах, т. е. водоемах, ограниченных ледяными берегами и часто ледяными сводами. Камы могли возникнуть только в условиях таяния неподвижного, «мертвого», льда, так как в противном случае невозможно допустить сколько-нибудь продолжительное существование внутриледниковых бассейнов. И с другой стороны, при движении льда материал, слагающий камы, был бы смешан с донной мореной, что можно сказать и о радиальных озах. Таким образом, широкое развитие камов на исследованной территории заставляет предполагать, что окончательное таяние ледника здесь произошло в период его полного «омертвления», т. е. отделения от активного льда или источника питания. Камы имеют здесь весьма широкое распространение и представлены самыми разнообразными типами как по форме, так и по условиям своего образования.

Камовые ландшафты были отмечены в 120 местах и занимают в общей сложности площадь около 1500 км². Наиболее распространенным типом камов являются крутобокие куполообразные холмы, тесно сгруппированные между собой. Склоны отдельных крупных камов усложнены более мелкими всхолмлениями, воронкообразными котловинами и впадинами неправильных очертаний. Понижения между камовыми холмами или сухие или заполнены озерами с характерными извилистыми линиями берегов. Заболоченные понижения между камовыми холмами встречаются очень редко. Высота камов колеблется в пределах 10—15 м, но в ряде случаев достигает 25—30 м и более.

Наиболее характерным примером образований этого типа являются камы, отмеченные в районе Челм-озера. Здесь эти формы имеют гигантские размеры и исключительно резко выражены в рельефе; высота камов достигает 65—70 м. Границы распространения камового ландшафта морфологически выражены весьма четко. Внешние (по отношению к ландшафту) склоны камовых холмов отличаются значительной крутизной. Весь ландшафт в целом представляет волнистую платообразную возвышенность, усложненную глубокими воронками, впадинами и различной формы всхолмлениями. На вершинах отдельных холмов наблюдаются конические углубления, вследствие чего камовый холм по форме приближается к миниатюрному вулканическому конусу. Эта особенность хорошо наблюдается с самолета.

Челмозерские камы не имеют широкого распространения и прослеживаются лишь вдоль северо-западного побережья водоема, отступая от береговой линии на незначительное расстояние. Камы окрестностей Челм-озера представляют большой теоретический интерес как классические формы образований этого типа.

Значительно шире камовые образования развиты в центральной части района: в окрестностях Тикшозера, озер Боярского и Мергубского, по рекам Муезерке и Чирка-Кемь.

Интересно отметить, что камовые всхолмления приурочены, как правило, к понижениям коренного рельефа, обширным по площади депрес-

сиям. Камы также отмечались на склонах крупных массивов, обрамляющих понижения. Для примера могут быть приведены камовые ландшафты окрестностей озер Шиг-ярви, Кемель, Чиркозера, оз. Семеновского по р. Муезерке, камовые всхолмления окрестностей д. Андроновой Горы, пос. Новая Тикша и ряд других.

Камовые ландшафты обычно разделены между собой и занимают площади, редко превышающие 10—12 км². Равнинные участки, отделяющие группы камов, иногда весьма незначительны, вследствие чего камовые ландшафты группируются в виде холмистых зон определенной ориентировки. Эти полосы камовых всхолмлений могут быть названы камовыми конечными моренами, тем более чем эти формы здесь сопровождаются другими образованиями, характерными для ледникового краевого комплекса.

Камовые образования, входящие в состав краевого ледникового комплекса, на исследованной территории в свое время были отмечены И. Покровской [19] в район Тикшозера, Марья-вары и Ругозера. Однако на составленной ею карте эти образования имеют подчиненное значение по отношению к другим формам краевых образований. И. Покровская совершенно правильно наметила ход краевых образований от Муезеро через Марья-вару на Андронову Гору и Ругозеро. Но краевой комплекс, как показали наши исследования, здесь значительно сложнее, чем предполагала И. Покровская. Наиболее распространенными формами среди краевых образований, протягивающихся от Ругозера на запад, являются камы. Камовые ландшафты широко развиты к северо-востоку и северо-западу от Ругозера. Камовые образования с незначительными перерывами прослежены от Хижозера до оз. Боярского через районы озер Вуоярви, Розин-Лакши, Терваозера, Елогогорское и Мергубское.

К югу от пос. Новая Тикша камы занимают значительную площадь и разделяются на три обособленных ветви. Северная ветвь протягивается от пос. Новая Тикша на запад к оз. Боярскому, затем она отмечена у Уносозера, Тикшозера, оз. Карниз и Муезеро. Центральная ветвь от р. Чирка-Кемь следует вдоль р. Муезерки и у Муезеро, где соединяется с северной ветвью. Южная полоса от Новой Тикши следует вдоль депрессии р. Чирка-Кемь до оз. Кемель. У оз. Кемель все три ветви соединяются и следуют далее на запад к южным берегам озер Киви и Чалка.

Совершенно своеобразный тип камового ландшафта представляют собой формы аккумуляции неглубоких ледниковых водоемов, которые были заключены в ледяные берега, но лишены ледяного свода. Серии озерных впадин, выполненные песчаным материалом, после стаяния ледяных барьеров, ограничивавших эти водоемы, образовали совершенно оригинальный, обращенный ландшафт, напоминающий «столовые горы» в миниатюре. Классическим примером этого своеобразного ландшафта являются формы, встреченные у истоков р. Конди в окрестностях оз. Унус-ярви. Эти формы представлены плоскими песчаными плато, расчлененными извилистыми углублениями и правильной округлой формы впадинами.

Конфигурация платообразных возвышенностей в плане весьма разнообразна. Наряду с извилистыми удлиненными очертаниями наблюдаются также возвышенности правильной округлой формы.

Любопытно отметить, что плоские вершины платообразных форм часто лежат на различных гипсометрических уровнях. Склоны возвышенностей, так называемые склоны ледникового контакта, выражены исключительно четко. Относительная высота, как правило, невелика и редко превышает 10—15 м, при значительной ширине и длине, что и придает этим формам своеобразный облик. В указанном месте эти формы занимают площадь около 14 км². На востоке, около Унус-ярви, они сливаются с камовым ландшафтом обычного типа.

Формы, аналогичные описанным, были отмечены также на южном берегу р. Муезерки в районе болота Панокко, на южном берегу этой же реки западнее поселка 5-го квартала и к юго-востоку от этого пункта, а также в 6 км к северу от северо-западного конца горы Кеми-вара и у подножья северо-восточного склона этой возвышенности.

Озы. Озы — одна из наиболее распространенных аккумулятивных форм рельефа, встречаемых на территории Западной Карелии. Однако эти формы распределяются весьма неравномерно по площади исследованного района.

Наиболее часто озы встречаются в центральной части района, в бассейне р. Чирка-Кемь и к северу от Ругозера. Вторым районом значительного развития озов является низкорослая область массива Пеннинга, и третьим — низкорослый участок района Вотто-вары между озерами Арьянкус и Тумасозером.

На обширной территории, расположенной к северу от Тикш-озера и оз. Юдо, озы встречаются весьма редко, что можно сказать и о районах, лежащих к западу от системы озер Кенто и к северу от Сукк-озера (исключая массив Пеннинга). Как показали наблюдения, наибольшее число озов приурочено к районам развития камовых образований или к районам, характеризующимся резко расчлененным рельефом коренных пород.

Как уже отмечалось выше, камы центральной части района представляют собой краевые образования, т. е. камовые конечные морены. Значительное количество озовых гряд приурочено именно к зоне развития краевых форм, что не противоречит существующим теориям формирования озов, так как считается установленным, что ледниковый покров в краевых частях разбит многочисленными трещинами, ориентированными как параллельно, так и перпендикулярно краю ледника. Естественно, что в эти многочисленные трещины устремлялись талые ледниковые воды и выполняли их обломочным материалом. Ледниковые реки, стекающие по трещинам, соединялись с многочисленными внутрiledниковыми озерными бассейнами, питая последние своими водами, а следовательно, и обломочным материалом. В исследованном районе камы и озы не налагаются друг на друга, а примыкают друг к другу, что свидетельствует об одновременном образовании этих форм.

Озы имеют различную ориентировку, но большинство из них вытянуто с северо-запада на юго-восток. Озы, ориентированные в широтном направлении, встречаются значительно реже и приурочены, как правило, к зоне краевых образований, что дает основание считать их маргинальными.

Маргинальные озы отличаются от радиальных только ориентировкой, так как характерных морфологических особенностей, присущих маргинальным озам, подметить не удается. Размеры как маргинальных, так и радиальных озов различны. Наиболее крупные гряды достигают 10—13 км в длину. Высота гряд также сильно меняется — от 4 до 25—30 м и в некоторых случаях до 40—50 м. В этом отношении заслуживает внимания крупная маргинальная гряда, расположенная к югу от верхнего течения р. Чирка-Кемь, между озерами Орин-ярви и Безымянным. Гряда вытянута почти строго в широтном направлении, слегка извилиста, имеет крутые симметричные склоны. К северному склону гряды примыкает хорошо сформированный камовый ландшафт. Южный склон гряды обрамляется шлейфом флювиогляциальных отложений. Гряда имеет относительную высоту около 50 м, при длине 12 км. Гребень оза узкий, ровный.

Не менее высокий маргинальный оз расположен к востоку от оз. Чалка, но длина его значительно уступает длине вышеописанного оза. Следует также отметить серию маргинальных озов между озерами Боярским и Новинка (пос. Н. Тикша). Длина наиболее крупной гряды,

входящей в состав этой группы, достигает 14 км. Гряды, расположенные параллельно наиболее крупной гряде, более короткие, но также хорошо выражены в рельефе. Высота озов здесь колеблется в пределах 12—15 м. Склоны гряд крутые, симметричные, гребни слегка волнистые. Межозовые понижения узкие, сухие. Озы сопровождаются камовыми всхолмлениями.

К западу от оз. Боярского, на северном берегу р. Тикшезерки, также наблюдаются маргинальные озы, такие же по высоте, но более короткие. Как уже отмечалось, маргинальные гряды здесь по форме не отличаются от радиальных образований этого типа, и единственным критерием, позволяющим отнести их к краевым образованиям, является ориентировка, а также сочетание этих гряд с камовыми конечными моренами и обширными песчаными полями. Лишь в одном пункте, в 3,5—4 км к востоку от Уносозера, отмечена форма, по морфологии отвечающая краевому озу. Проксимальный склон — склон ледникового контакта — крутой и резко очерчен, дистальный — весьма пологий, постепенно переходящий в обширное песчаное поле. К западу гряда довольно быстро снижается и сливается с флювиогляциальным полем. Значительное количество мелких маргинальных озов отмечено к востоку и юго-востоку от пос. Н. Тикша, а также между озерами Эломи-Ламби и Толжуна-Шалга.

Радиальные озы реже встречаются группами. Обычно это одиночные узкие гряды классической формы. Об условиях образования радиальных озов мы не можем сказать ничего определенного, так как не располагаем достаточным материалом, на основании которого можно было бы сделать правильные выводы.

Существуют многочисленные теории происхождения озов; в основном они могут быть разделены на три категории: надледникового, внутриледникового и подледникового происхождения озов.

Теории надледникового происхождения объясняют образование озов следующим образом. Талые ледниковые воды, образовавшиеся на поверхности ледника, сконцентрировались в трещинах и в виде потоков стекали по поверхности ледникового ложа. Воды эти содержали значительное количество песчаного, галечного и валунного материала, который отлагался на дне трещин, постепенно выполняя последние. После стаивания ледяных берегов осадки талых вод оставались в виде характерных узких, извилистых, иногда ветвящихся гряд, отражая собой систему трещин, по которым стекали талые ледниковые воды. Теории внутриледникового происхождения озов рассматривают их как формы, образованные внутриледниковыми потоками. Потоки эти протекали по замкнутым внутриледниковым тоннелям, в которых и откладывался песчано-галечный материал. Согласно теории Филиппа [28], таяние ледника происходит интенсивнее у его основания, так как этот процесс не прекращается круглый год, а таяние ледника с поверхности происходит в значительной степени замедленно, находясь в зависимости от сезонных температурных колебаний. Таким образом, внутриледниковые каналы, выполненные песчаным материалом, опускались на поверхность ледникового ложа, а при полном стаивании ледникового покрова образовывались озы. В случае, если своды таких каналов стаивали прежде, чем этот канал успел опуститься на поверхность ледникового ложа, озы не образовывались.

Наиболее широкое признание получили теории подледникового происхождения озов. Согласно этим теориям, озы образовывались на дне подледниковых потоков как в устьевой части тоннелей, так и по всей длине подледникового русла. Однако Де-Геер [27], автор дельтовой теории образования озов, не считает возможным образование озов в подледниковых каналах вдали от края ледника. По его мнению, стремительное течение талых вод по узким замкнутым проходам препятствовало

отложению осадков, и только в устьевой части, в непосредственной близости от края ледника, где живая сила потока терялась, происходило образование удлиненного холма — озового центра. По мере отступления края ледника отодвигались в проксимальном направлении и дельты подледниковых потоков. Таким образом получились удлиненные четко-образно расположенные холмы — озы. Каждое четкообразное повышение представляет собой отдельную дельту, которой свойственно определенное строение.

Согласно представлению Де-Геера, дельта, или «озовый центр», в проксимальной части должна быть сложена грубым валунным и крупногалечным материалом. По мере продвижения в дистальном направлении грубый материал должен сменяться постепенно более тонкими гравийными с песчаными осадками. Ранее отмечалось следующее: «Озы пользуются на всем протяжении 39-го листа весьма широким распространением. Наиболее обычным типом озов являются гравийно-галечные узкие гряды с острым гребнем и крутыми склонами, ориентированные по направлению движения ледников. Высота озов колеблется от 4—5 до 15—30 м над окружающей местностью и бывает подвержена сильным колебаниям. В так называемых озовых центрах она сильно увеличивается, причем слагающим материалом здесь оказываются уже не только галечные пески, но также и валуны, нередко достигающие значительных размеров, но при этом всегда всегда следы окатывания. По своей морфологии и строению эти озы ближе всего отвечают дегеревской схеме образования, если бы этому не противоречило расположение в виде целой серии параллельно идущих гряд. Другой тип озов характеризуется лучшей сортировкой материала, меньшей извилистостью очертаний и, наконец, хорошо выдержанной высотой гребня, а также отсутствием озовых центров».

И. Покровская [19], описывая озы Западной Карелии, отмечает лишь литологический состав слагающих их осадков, крутизну склонов и характер гребня, не занимаясь вопросом образования этих форм.

На исследованной территории аэровизуальными наблюдениями закартировано около 170 озов. Характерные особенности этих форм описаны выше. Как видно из приведенного описания, ни в одном случае не было отмечено озов с характерными озовыми центрами. Наиболее распространенным, если не единственным, типом озов являются гряды с узким более или менее выдержанным по высоте гребнем. Плавные волнистые повышения гребня не имеют ничего общего с дегеревскими озовыми центрами. Строение гряд также не говорит в пользу дельтового происхождения озов Западной Карелии. Все озы, как правило, слагаются песками различной крупности со значительным содержанием более грубого материала. Валуны и галька встречаются как на поверхности, так и во внутренних частях озов. Пески располагаются слоями различной мощности и дифференцируются по крупности частиц. Изменения гранулометрического состава от проксимальной части волнообразного повышения оза к дистальному понижению наблюдать не удавалось. Очень часто можно наблюдать озы, которые на всем протяжении сложены довольно тонкими песками, и озы, сложенные почти исключительно валунным материалом с весьма незначительным содержанием более мелких обломочных частиц.

Геологами Д. Ловицким и Л. Ивановой [11] описан оз Китайские Горы, расположенный за пределами территории наших исследований к югу от тракта Кочкома—Ругозеро. В разрезе этого оза они наблюдали изменение гранулометрического состава отложений в дистальном направлении. Как отмечают эти исследователи, северный конец оза сложен грубым валунным материалом, который с продвижением к югу становится более мелким, и южная часть гряды представлена уже тонкими песками. Изменение гранулометрического состава осадков, слагающих

гряд, ширина которой не превышает 80—100 м, наблюдалось на протяжении более 10 км, что, безусловно, не позволяет признать это образование дельтовым, принадлежащим потоку шириной в несколько десятков метров.

Как было отмечено выше, большинство озов Западной Карелии отвечает дегеевской теории образования и, с его точки зрения, противоречит этой теории лишь сгруппированность озов в виде параллельных гряд. С нашей точки зрения, не в этом заключается основное противоречие между теорией Де-Геера и строением озов Западной Карелии. Прежде всего следует отметить, что для образования четкообразно расположенных дельт необходимы определенные условия: таяние ледника у его края и его постепенное сокращение от периферии к центру. Таким образом, необходимо допустить существование резкой разницы температур в пределах ледникового покрова и за его пределами.

Не подлежит сомнению тот факт, что наблюдаемые формы рельефа водно-ледниковой аккумуляции образовались в последнюю фазу существования ледника в данном районе, т. е. вышли на дневную поверхность после полного стаяния ледникового покрова. Причиной таяния явилось улучшение климатических условий, а именно потепление. В условиях плоского рельефа северо-западной области, включая значительную часть Карелии и Финляндии, не могло быть резкой тепловой разницы у края ледникового покрова. Теплые воздушные массы должны были проникать на значительное расстояние в районы, покрытые ледниковой корой, и охлаждаться далеко от границ ледникового покрова. Эти теплые воздушные массы воздействовали на огромные пространства, вследствие чего происходило таяние обширных площадей материкового льда и «отмирание» (отделение) огромных полей «мертвого» льда. Таким образом, уменьшение мощности ледника вследствие таяния в период его последней стадии существования должно было происходить более или менее равномерно на значительных пространствах от границ ледникового покрова. В связи с этим значительные площади могли одновременно освобождаться от ледникового покрова. При этих условиях образование озов по теории Де-Геера весьма мало вероятно.

Надледниковое происхождение озов также не находит подтверждения для озов Западной Карелии. Если допустить, что надледниковые потоки углубляли свои русла в толще ледника, затем концентрировались в трещинах и стекали в дистальном направлении по поверхности ледникового ложа, то становится непонятным, почему трещины возникали в осевых частях депрессий коренного рельефа. Лед, представляющий собой пластичное тело, в период интенсивного таяния должен был сохранять свои пластичные свойства значительно дольше там, где больше его мощность, т. е. в депрессиях. Значительно же быстрее лед должен становиться рыхлым и пористым в районах меньшей мощности, т. е. в районах повышения коренного рельефа, где и могли скорее возникнуть трещины. Следовательно, озы должны были бы образовываться именно в областях повышенного коренного рельефа. Однако факты противоречат высказанному предположению.

В пределах Западной Карелии подавляющее большинство озов приурочено к пониженным частям рельефа коренных пород и располагается вдоль тектонических линий, на дне или склонах тектонических и эрозионных впадин. Характерным примером могут служить озы, приуроченные к тектонической линии Ковдозера, Челмозера, озы, расположенные к юго-востоку от Лувозера и в долине реки, соединяющей цепочку озер к юго-востоку от этого водоема. В последнем пункте оз лежит на дне узкой каньонообразной впадины с отвесными склонами. Можно отметить также ряд озов, лежащих во впадинах, занятых озерами, и в понижениях вдоль русел современных рек. Яркими примерами могут

служить озы, приуроченные к долине р. Чирка-Кемь, близ пос. Келла Гора, оз к северо-западу от Хедозера и ряд других.

Озы, расположенные в пределах низкогорного ландшафта, также находятся в долинообразных понижениях, вытянутых согласно с простиранием цепей Карелии.

Приуроченность озов к наиболее пониженным участкам рельефа, ныне использованных современной гидрографической сетью, свидетельствует о том, что талые ледниковые воды, образовавшие эти формы, так же как и современные грунтовые воды, концентрировались в наиболее пониженных участках рельефа водонепроницаемых кристаллических пород.

Формирование озов происходило, повидимому, в период последней фазы существования ледникового покрова в данном районе, когда толщи льда, лежащие в депрессиях, были достаточно разрушены, что способствовало фильтрации талых ледниковых вод и их эрозионной работе в районах концентрации. В это же время происходит отделение обширных участков ледникового покрова от основной массы ледника, связанной с ледниковым центром. Извилистость озов, их значительная длина и сочетание с камовыми образованиями свидетельствуют о формировании озов в толще «мертвого» льда.

Ледниковые потоки, легко производившие эрозионную работу в ослабленном льде, быстро вырабатывали подледниковые русла, своды которых вследствие интенсивного таяния ледника с поверхности уменьшались в толщине и затем обрушивались в поток. Отсутствие закономерного изменения гранулометрического состава у большинства озов Западной Карелии от проксимального конца к дистальному, т. е. присутствие грубого валунного материала по всей длине оза, а также в вертикальном разрезе гряд, свидетельствует о правильности наших предположений.

И. Даниловский [4] совершенно справедливо пишет: «...вопрос об образовании озов, вопреки мнению Тромля, не может еще считаться окончательно разрешенным. А так как образование озов в разных местностях происходило при разных условиях, то теории образования озов не могут быть универсальны, и в разных случаях для понимания механизма отложения рыхлого озового материала необходимо применять разные толкования».

Зандры. Зандровые поля имеют весьма широкое распространение в центральной части исследованного района и занимают значительные площади. Эти образования имеют важное значение как надежный критерий, позволяющий судить о положении ледникового края в период образования этих флювиогляциальных равнин. Сочетание зандров с аккумулятивными формами рельефа позволяет правильно трактовать условия образования окружающих аккумулятивных форм. В качестве примера можно привести камы, образовавшиеся как в краевой зоне ледника, так и на значительном расстоянии от ледникового края. Вследствие сочетания камовых образований с зандрами в проксимальных частях полей камы, развитые в центральной части исследованного района, трактуются как камовые конечные морены.

Зандровые поля на исследованной территории впервые были отмечены в 30-х годах работами И. Покровской. На карте И. Покровской зандры показаны сплошной довольно узкой полосой (до 10 км ширины), вытянутой в широтном направлении от р. Онды до Тикшозера. Северная граница зандра (согласно данным Покровской), проходит от р. Онды в 5 км севернее Ругозера и следует на запад к южным берегам оз. Мергубского, откуда направляется к юго-западу, до берегов р. Чирка-Кемь в месте ее истока из оз. Новинка. Далее граница идет на северо-запад и через юго-западный берег Колонгозера подходит к северным берегам Тикшозера, откуда резко поворачивает на юг. Южная граница протяги-

вается от берега Ругозеро в месте его пересечения 64-й параллелью и следует на запад до р. Чирка-Кемь, затем меняет направление на северо-запад и через северное побережье оз. Понокко подходит к юго-восточным берегам Тикшозера.

Как показали наши более детальные исследования, конфигурация зандрового поля значительно сложнее. У восточной границы исследованной области ширина зандрового поля сильно варьирует и местами превышает 25 км. В районе Ругозеро ширина зандрового поля несколько сокращается и не превышает 16 км. Сокращение объясняется наличием кристаллических массивов, протягивающихся с юго-востока от Елмозера, через Ругозеро, до южных берегов оз. Мергубского. Эти возвышенные массивы являлись препятствиями, которые обтекались ледниково-речными потоками.

К западу от упомянутых массивов зандры вновь далеко вдаются к югу, занимая обширную равнину между озерами Евжозером и Мергубским. К юго-западу от оз. Новинка (пос. Н. Тикша) зандровые поля принимают еще более сложные очертания и расчленяются на три отдельные полосы.

Северная полоса (отмеченная И. Покровской) имеет чрезвычайно извилистые контуры вследствие сложности рельефа коренных пород. Ширина зандра здесь колеблется от 4 до 8—10 км.

Средняя полоса выражена отчетливо в нижнем течении р. Муезерка и по левобережью р. Чирка-Кемь. В среднем течении р. Муезерки наблюдаются значительные высоты, обусловленные рельефом кристаллических пород, препятствовавшие течению флювиогляциальных потоков и, следовательно, образованию зандров (этим и объясняется отсутствие последних).

То же можно сказать и о южной полосе флювиогляциальных полей. В районе горы Кеми-вара и примыкающих к этой гряде с востока и запада возвышенностей зандры отсутствуют и наблюдаются лишь в верхнем течении р. Чирка-Кемь, где рельеф коренных пород имеет равнинный характер.

Зандры южной полосы прослеживаются в восточном направлении от оз. Чирка на протяжении 28 км. В проксимальной части зандры прилегают к аккумулятивным формам — камовым конечным моренам и маргинальным озам. К западу от оз. Чирка после короткого перерыва зандры вновь прослеживаются к югу от оз. Кюно и в юго-восточном направлении протягиваются к берегам оз. Кумша, обрываясь на расстоянии 4 км от последнего.

Согласно существующим представлениям зандры являются образованиями талых ледниковых вод, стекавших с края ледника по равнинам и углублениям, имеющим наклон в дистальном направлении. Наши наблюдения полностью подтверждают эти представления. Зандры всюду приурочены к пониженным участкам коренного рельефа, имеющим уклон к югу или юго-востоку. Ограничение зандровых полей всегда зависит от характера рельефа коренных пород.

Морфологически зандры представляют собой слабо наклонные, иногда слабо волнистые и, как правило, несколько всхолмленные в проксимальной части равнины. Такое изменение характера поверхности зандра хорошо наблюдается между Тикшозером и Уносозером, а также в районе озер Муй и Хедо. Характерной особенностью зандров является изменение гранулометрического состава осадков от проксимального края в дистальном направлении. Эта особенность весьма четко выражена и была отмечена в районе оз. Хедо геологами В. Перевозчиковой [17] и Г. Лутковской, а также в 1946 г. Ф. Лазуткиным в районе Хиж-озера [10].

Значительное развитие зандры имеют в юго-западной части обследованной территории, т. е. в бассейне озера и реки Мотко.

Действительно, нами с самолета фиксировалась плоская песчаная равнина, протягивающаяся широкой полосой от оз. Мотко до оз. Гимольского. Однако данные геологов Г. Макеенко и А. Барановой [12] говорят в пользу озерного происхождения этой равнины, о чем свидетельствует горизонтальная слоистость осадков и мощное развитие диатомитов, несомненно озерного происхождения.

IV. Формы озерной аккумуляции и абразии

Существенное значение в геоморфологии рассматриваемой области имеют формы озерной аккумуляции и абразии. К этим формам относятся днища древних озерных бассейнов, береговые валы и абразионные уступы. Одной из главнейших причин сокращения и полного исчезновения озерных водоемов, пользовавшихся исключительно широким распространением в позднеледниковое время, являются изостатические колебания суши. Кристаллический щит после освобождения от ледникового покрова испытывал и испытывает в настоящее время медленное поднятие. Эпейрогенические движения происходят с различной скоростью в различных пунктах Балтийского массива, вследствие чего наблюдается перекося его поверхности. Талые ледниковые воды, заполнившие замкнутые котловины, обусловленные рельефом коренных пород, вследствие такого поднятия суши получили возможность стока и регрессировали в северо-западных частях.

На месте значительных водоемов, занимавших некогда обширные пространства, можно наблюдать лишь плоские заболоченные равнины с мелкими реликтовыми озерами и абразионные уступы, обрамляющие местами эти сухие днища.

Равнины озерного происхождения занимают значительные площади в Западной Карелии. Обширные равнины озерного происхождения были отмечены как в северных, так и в южных частях территории.

Наибольшую площадь имеют озерные равнины, расположенные к востоку от массива Пенинга, в депрессии, образовавшейся на месте крупной размытой антиклинальной складки.

Не менее крупная равнина озерного происхождения расположена в южной части бассейна р. Онды к востоку от хребта Харгу-вара. Эта равнина к северу переходит в обширный заандр, на юге же прилегает к крупному водоему — Ондозеру. Таким образом, история формирования этой равнины намечается довольно четко. Флювиогляциальные потоки стекали с края ледника, лежавшего к северу от Ругозера, заполняя обширную депрессию, лежащую южнее.

В северной части на пологом склоне, опускающемся в эту котловину, отлагались флювиогляциальные осадки, образовавшие заандр.

В южной, наиболее глубокой части впадины возник озерный бассейн, на дне которого отлагались ленточные глины и супеси, отмеченные в районе Пялозера. В дальнейшем вследствие косою поднятия местности произошел частичный спуск вод этого водоема и обнажились ленточные отложения, развитые к северу от Ондозера, представляющего собой реликт древнего обширного бассейна.

Такой же характер имеет озерная равнина, расположенная в районе среднего течения р. Муезерки, где также наблюдается переход заандра в озерную равнину. Водоем, сухое днище которого наблюдается в настоящее время в районе р. Муезерки, представлял собой плотинное озеро, подпруженное камовыми образованиями. Вследствие размыва этих камовых плотин произошел спуск вод бассейна, и р. Муезерка получила возможность стока в депрессию р. Чирка-Кемь. В районе озерной равнины долина р. Муезерки обрамляется прекрасно выраженным абразионным уступом, выработанным рекою в толще озерных осадков.

В верхнем течении р. Чирка-Кемь, к юго-западу и северо-востоку от массива Кеми-вара расположены равнины — частично заболоченные озерные днища; эти озера были спущены рекою Чирка-Кемь, и о существовании этих бассейнов свидетельствуют мощные толщи горизонтальнослоистых песчаных осадков.

Следует также отметить озерную равнину, расположенную к северо-западу от Гимольского озера (точнее от оз. Ройк-Наволоцкого), которая трактовалась как зандр. По последним данным, флювиогляциальное происхождение равнины не подтверждается, так как здесь развиты осадки озерного типа. Спуск озерного бассейна произошел, повидимому, недавно, так как верхние горизонты осадков представлены мощной толщей илловатых диатомитов, весьма молодых по возрасту. Типичное древнее озерное днище наблюдалось также к востоку от Ковдозера. Большая часть озерной равнины заболочена. Среди болота наблюдается ряд мелких реликтовых озер (ламбушек). В западной части болота развиты пески и отчетливо выражены два террасовых уступа. Кроме отмеченных равнин озерного происхождения Западная Карелия изобилует заросшими озерами, которые часто можно наблюдать в понижениях коренного рельефа.

К описываемым формам относятся также террасы, наблюдаемые по берегам озер и по краям древних озерных днищ.

Три хорошо выраженные террасы были обнаружены по берегам Тикшозера в районе впадения р. Койдо-Деги и в районе пос. Тикшозеро. Высота наиболее древней террасы 5 м, второй — 1,5 м и третьей — от 0 до 0,5 м.

Хорошо выражены террасы по берегам озер Гимольского, Ругозера, Боярского и многих других водоемов, террасы, обрамляющие древнее озерное днище, обнаруженное между р. Чирка-Кемью и Челмозером, а также террасовый уступ в среднем течении р. Муезерки, образовавшийся вследствие эрозии проточными водами в период спуска древнего озерного бассейна.

Краткая история образования и возраст форм ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции

Выше были подробно описаны аккумулятивные формы рельефа, которые на изученной территории протягиваются в виде полос определенной ориентировки. Сочетание этих форм образует краевой ледниковый комплекс, который наиболее отчетливо выражен в центральной части исследованной местности, пересекая ее почти в строго широтном направлении. Вопросу истории образования этих форм большое внимание было уделено И. Покровской, В. Дементьевым, М. Лавровой и В. Шарковым. К сожалению, далеко не все материалы указанных авторов опубликованы [5, 9, 19].

Внимание геологов давно привлекал вопрос о местоположении и распространении на территории Карелии двойной линии конечных морен, известных в финской литературе под названием Сальпауссельке. Этот вопрос является весьма актуальным в геологии Карелии, так как время образования внутренней Сальпауссельке («0» по шкале Саурамо) определено довольно точно с помощью геохронологического метода.

В 90-х годах прошлого столетия вопросу прослеживания гряд Сальпауссельке были посвящены исследования Розберга [30, 31], который пришел к заключению о распространении внешней Сальпауссельке на территории Русской Карелии. Утверждения Розберга до последних лет были незыблемы и подтверждались исследователями, занимавшимися специально вопросом изучения строения и распространения конечных морен, а также геологами, производившими региональную съемку.

Внешняя Сальпауссельке по данным этих геологов переходит на территорию Карелии в районе хут. Шаверки и Моткозера (Сунского) и хорошо прослеживается до высот Сойна-Горы, образованных коренными породами, где обилие крупных кристаллических массивов препятствовало образованию конечных морен, вследствие чего к востоку от Сайна-Горы краевые формы представлены слабо выраженными в рельефе холмами. Отчетливо выраженные конечные морены отмечаются вновь в районе оз. Гимольского, от которого они прослеживаются до высот горы Вотто-вара. Последний пункт, представляющий одну из наиболее повышенных точек 39-го листа, опять нарушает правильные очертания конечноморенной гряды, которая вновь обнаруживается в районе оз. Н. Меча. Далее к востоку следы внешней Сальпауссельке прослеживаются на западном берегу Унутозера. Еще более мощное развитие она получает в районе Меслозера, Чио-салмы и Самсоновой горы и, наконец, на западном берегу Онодозера, после чего следы конечноморенных образований в восточном направлении пропадают, хотя обширная заболоченная низина Выгозера и не могла представлять какого-либо препятствия к отложению здесь цепей конечных морен.

В 1936 г. центральная и северная части интересующей нас области были посещены И. Покровской, которая детально изучала развитые здесь конечноморенные образования. На основании этих исследований И. Покровская пришла к выводу, что краевые образования, наблюдаемые в районе Ребольского озера, Муезера, Тикшозера, Андроновой Горы и Ругозера, являются продолжением внутренней Сальпауссельке. В работе указанного автора отмечается, что от Ругозера краевые образования отклоняются на север и через районы оз. Хижозера, Чирка-Кемь и Юшкозеро направляются к Ухте. Северным продолжением «Ухтинской ветви» внутренней Сальпауссельке являются аккумулятивные формы окрестностей Шомбозера и отмеченные Дементьевым гряды в районе Топозера.

Таковы в общих чертах сведения о простирании конечноморенных образований центральной части Западной Карелии. Формирование конечных морен по аналогии с финскими Сальпауссельке датируется концом готигляциального и началом финигляциального периодов.

Материалы, собранные автором настоящего очерка за 1946 и 1947 гг., не позволяют полностью согласиться с выводами вышеуказанных исследователей [1, 2].

Перейдем к рассмотрению фактических материалов. На расстоянии 2 км к юго-востоку от д. Ключина Гора на склонах кристаллической возвышенности наблюдаются невысокие моренные холмы, занимающие площадь, не превышающую 2,5 км². К востоку от группы холмов рельеф местности приобретает спокойный характер, который не изменяется вплоть до берегов Гимольского (точнее Ройкнаволоцкого) озера. Оба эти озера обрамлены почти сплошной полосой песчаных озерных отложений, особенно широко развитых к северо-западу от этих водоемов в бассейне р. Суны. Характер озерных отложений весьма разнообразен, что свидетельствует о продолжительном периоде существования обширного озерного бассейна, реликтом которого является Гимольское озеро. В южной части последнего в районе истока р. Суны, согласно устного сообщения геолога Гальперина, нижние горизонты озерной толщи представлены ленточными глинами. Озерно-ледниковые слои покрываются горизонтально-слоистыми песками, имеющими широкое распространение в окрестностях Гимольского озера и в бассейне р. Суны между Моткозером и оз. Ройк-Наволоцким. В среднем течении р. Мотко песчаные горизонтально-слоистые осадки перекрываются иловатыми супесями, переходящими вверх в илы, богатые диатомовыми, и диатомиты (данные геолога Г. Макеевко [12]).

К северо-востоку и востоку от Гимольского озера простирается плоская, местами слабо всхолмленная равнина, на поверхности которой развита основная морена. Озерные осадки в виде довольно узкой полосы отмечены лишь в районе р. Торосозерки, между оз. Гимольским и Торос-озером, а также в районе Воттоозера и Арьянукс. В пределах равнины, расположенной между возвышенностями Ключиной горы и массивами Вотто-вара, было отмечено восемь коротких озв, ориентированных с северо-запада на юго-восток. Озы короткие, длиной не более 2 км. Расстояние между грядами не менее 4 км. Наиболее крупная гряда, длиной около 6 км, расположена к юго-востоку от оз. Торос.

К востоку от Воттоозера, в районе нижнего течения р. Тяжа, расположена группа камовых холмов, занимающая площадь около 1 км².

Как видно из приведенного материала, нет достаточных оснований считать перечисленные аккумулятивные формы краевыми образованиями. Конечных морен, непрерывно прослеживающихся от оз. Ройк-Наволоцкого до высот Вотто-вары, несмотря на самую тщательную воздушную разведку, обнаружить не удалось.

Значительно большее развитие камовые образования имеют в пределах низкогогорного сельгового рельефа, лежащего к востоку от Селецкого озера. Но говорить о них как о краевом ледниковом комплексе нет никаких оснований.

Согласно данным В. Перевозчиковой, в районе Маслозера конечные морены также отсутствуют. Песчаные отложения, развитые в районе Маслозера—Сяргозера, озерного происхождения, и нет оснований считать их флювиогляциальными. Таким образом, материалы, собранные геологами Ленинградского управления за последние годы, не подтверждают выводы М. Лавровой и других о наличии конечных морен в рассматриваемом районе.

Перейдем к рассмотрению краевых образований, сопоставляемых с конечной мореной — внутренней Сальпауссельке. Как уже было отмечено, краевые образования в центральной части района наблюдались рядом исследователей, среди которых видное место занимает И. Покровская. Краевой комплекс здесь отчетливо прослеживается от Ребольского озера до Ругозера, отклоняясь от последнего к северо-востоку. Как указывает И. Покровская, краевые образования внутренней Сальпауссельке от Хижозера круто поворачивают на север и вдоль р. Чирка-Кеми протягиваются к Юшкозеру и далее к Ухте, образуя Ухтинскую ветвь внутренней Сальпауссельке.

В 1946 г. автор настоящего очерка имел возможность исследовать окрестности Хижозера и районы, расположенные к северо-востоку от этого озера. В 1947 г. был организован специальный полет с целью изучения краевых образований в районе р. Чирка-Кеми, между Хиж-озером и Юшкозером. В результате проведенных работ был собран дополнительный материал по краевым образованиям, позволяющий уточнить направление их развития от берегов Хижозера. Как показали наблюдения, к северу от Хижозера на протяжении 8 км прослеживается основная морена, развитая на поверхности волнистой равнины. Посреди этой равнины наблюдается озовая гряда, прослеживающаяся в северо-северо-западном направлении от Хижозера к юго-восточному побережью оз. Компаковского. К западу от оз. Березова и к северу от оз. Компаковского простирается обширная плоская, местами заболоченная равнина, сложенная озерными песками. К северо-западу от этого древнего озерного днища простирается волнистая моренная равнина, изобилующая болотными массивами. Ближе к р. Чирка-Кемь морена сменяется безвалунными песками. Рельеф становится более плоским. Спокойный характер рельефа нарушает мощный одинокий оз, размываемый рекою в районе пересечения ею 64 параллели. На левобережье р. Чирка-Кеми

были отмечены разрозненные группы камов и одиночные озы. Такой характер местности сохраняется вплоть до Юшкозера.

Несколько иной характер имеет рельеф района, расположенного к северо-востоку от Хижозера. К востоку от этого водоема простираются зандры, прослеживающиеся до Шурозера и Пертозера. В окрестностях Шурозера зандры примыкают к камовым конечным моренам, занимающим обширную площадь между Шурозером и оз. Тунгудским. Восточнее Тунгудского озера камы сменяются холмисто-моренным ландшафтом, прослеживающимся по южному берегу р. Тунгуды. Далее по направлению к востоку краевые образования прерываются и обнаруживаются вновь в районе Шурозера, где краевой комплекс представлен исключительно полно.

Покровская отмечает: «Для Ухтинской ветви Сальпауссельке характерно меньшее количество валунного материала, чем в Ругозерской ветви, большая его окатанность, лучшая сортированность и большая мелкость песков, слагающих озы» [19]. Большое количество комов в этой ветви Сальпауссельке Покровская связывает с рельефом коренных пород, так как значительные депрессии коренного рельефа содействовали образованию застойного или мертвого льда.

Вывод Покровской о значительной роли «мертвого» льда и озерно-ледниковых бассейнов в формировании аккумулятивных форм, наблюдаемых в пределах северо-западной части Центральной Карелии, подтверждается нашими двухлетними исследованиями.

При изучении четвертичных отложений и форм рельефа привлекает внимание полное отсутствие краевых образований к северу от линии Беломорск—Реболы. Они вновь наблюдаются уже в пределах Северной Карелии по линии Ковдозеро—оз. Толванд (материалы С. В. Эпштейна [24]. Согласно собранным в последние годы материалам с учетом всех данных по краевым образованиям Центральной и Северной Карелии, последняя стадия активного льда отмечается краевым комплексом, наблюдаемым по линии Ребольское озеро—Ругозеро—оз. Тунгудское—Шурозеро—Беломорск—Соловецкие острова—Княжая губа—Ковдозеро—оз. Толванд.

Таким образом, краевые образования имеют форму сильно выпуклой к востоку дуги. В пределах последней отсутствуют формы, происхождение которых могло бы быть связано с активным краем ледника. После образования краевого комплекса по описанной выше линии таяние ледника происходило на всей площади одновременно и не нарушалось позже осцилляторными подвижками. Уменьшение мощности ледникового покрова способствовало отделению от активного центра обширного поля «мертвого» льда, покрывающего Центральную и Северную Карелию. Ледоразделом, способствовавшим этому отделению, повидимому, являлись меридионально ориентированные хребты, расположенные в восточной части Северной Финляндии. Относительно возраста краевых образований, маркирующих положение края последней стадии активного льда, можно отметить следующее. В районах, тяготеющих к морю, были отмечены переходы флювиогляциальных отложений, входящих в состав краевого комплекса, в морские осадки, которые по возрасту соответствуют первой юльдейской трансгрессии (по Мунте).

Таким образом, напрашивается вывод, что формирование этих краевых образований предшествовало формированию внешней Сальпауссельке.

Позднейшие подвижки ледникового края, с которыми связано образование Сальпауссельке, по всей вероятности, не распространялись на территорию Карелии (исключая Приладожье). Это обстоятельство можно объяснить неспособностью ледника перевалить через высокие массивы Маансельке, преграждавшие ему путь к востоку, так как в этот период льды, повидимому, не обладали достаточной мощностью.

В заключение следует отметить, что краевые образования (камы, озы и зандры), широко развитые на территории центральной части Западной Карелии, являются богатым источником строительного материала. Крупные скопления валунов, гравийно-галечного материала и песка могут быть широко использованы при постройке шоссе и железных дорог.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апухтин Н. И. К стратиграфии четвертичных отложений бассейна р. Кемн. Изв. Карело-Финской базы АН СССР, вып. II, 1948.
2. Апухтин Н. И. Отчет о работах Аэровизуальной партии, проведенных летом 1947 г. в Ружозерском, Калевальском, Сегозерском, Петровском и Ребольском районах КФССР. Фонды СЗГУ, 1948.
3. Даниловский И. В. Маршрутные геологические исследования отложений четвертичной системы 38-го листа. 10-верстная геологическая карта (Кемско-Ухтинский край). 1933.
4. Даниловский И. В. К вопросу о происхождении озов. Геологический вестник, т. V, вып. 4—5, 1926—1927 гг.
5. Дементьев В. А. Отчет о работах четвертичной геологической съемки в Средней Карелии летом 1934 г. Кемско-Ухтинская геологическая партия. Фонды ЦНИГРИ.
6. Дюков С. А. Отчет о геолого-съемочных работах в северо-западной части Ружозерского и южной части Ухтинского районов КФССР. Фонды ЛГУ, 1948.
7. Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии. Материалы для геологии России, т. VII, СПб, 1877.
8. Кошиц К. М. Отчет о работах Ухтинской геолого-съемочной партии. 1932. Фонды ЛГУ.
9. Лаврова М. А. К изучению четвертичных отложений Западной Карелии (рукопись).
10. Лазуткин Ф. И. Отчет о геолого-съемочных работах в северной и юго-западной частях Тунгудского района КФССР, 1946—1947 гг. Фонды ЛГУ.
11. Ловицкий Д. К. Отчет о геолого-съемочных работах в южной части Тунгудского и северо-восточной части Сегежского районов КФССР, 1946. Фонды ЛГУ.
12. Макеенко Г. Т. при участии Туркиной Т. Г., Брауде Р. М. и Барановой А. И. Отчет о геолого-съемочных работах, проведенных в западной части Сегозерского и северной части Петровского районов КФССР в 1947 г. Фонд ЛГУ.
13. Марков К. К. Иольдиевое море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива. II Изд. Гос. географ. общ., XV вып. 5 Л., 1933.
14. Марков К. К. Иольдиевое море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива, II изд. Гос. географ. общ., т. 67, вып. 1, 1935.
15. Миндлина А. А. и Кириченко Л. А. Отчет о геологической съемке центральной части Ружозерского района КФССР в 1947 г. Фонды ЛГУ.
16. Миклуха-Маклай М. Н. О ледниковом наносе в Кемском и Олонецком уездах. Олонецк. губ. Зап. Мин. общ., т. 99, СПб, 1892.
17. Перевозчикова В. А. Отчет о работах Муезерской партии в западной части Ружозерского района КФССР в 1947 г. Фонды ЛГУ.
18. Перевозчикова В. А. Отчет о работах Паданской геолого-съемочной партии за 1946 г. Фонды ЛГУ.
19. Покровская И. М. Отчет о работах Карельской четвертичной партии в 1936 г. Фонды ЦНИГРИ.
20. Судовиков Н. Г. Докембрийские породы Ребельско-Кимасозерского района. Тр. СЗГРТ, вып. 5, 1933.
21. Тимофеев В. М. Геоморфология и геология Карелии. Справочник «Полезные ископаемые Ленобласти и Карельской АССР», ч. II, Карельская АССР, Л., 1933.
22. Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР, сер. I, вып. 5. АН СССР, 1935.
23. Хазанович К. К. Геологическое строение района Гимольского месторождения железных руд КФССР, 1946 г. (рукопись).
24. Эпштейн С. В. Материалы к геологии четвертичных отложений 37-го листа 10-верстной карты Европейской части СССР. Тр. ЛГРТ, вып. 7, Л., 1934.
25. Яковлев С. А. О Балтийско-Беломорском позднеледниковом соединении. Тр. 11 Международной конференции АИЧПЕ, вып. 2, Л. 1933.
26. Яковлев С. А. Объяснительная записка к карте четвертичных отложений Европейской части Союза ССР. Фонды Всесоюзного Научно-исследоват. геологического института.
27. De-Geer G. Geochronology of the last 12 000 years. Extrait du Compte Rendus du XI^e Congress géologique International.
28. Philipp H. Über ein rezentos alpines Os und seine Bedeutung für die Bildung der diluvialen Osar. Mondsber. 2, Zeitschr. der Deutsch. geol. Gesellsch., 1912.

29. Ramsay W. On relations between crustal movements and variations of sea level during the late quaternary time especially in Fennoscandia, Fennia, 44.

30. Rosberg I. Itbildningar i Karelen med Särskild hänsyn till de Korelska randmoränerna, Fennia, v. VII, № 2, 1892.

31. Rosberg I. Itbildningar i Karelen med Särskild hänsyn till rändmoränerna, Fennia, v. XIV, № 7, 1897—1899.
