

Г. С. БИСКЭ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

Предисловие

Геология четвертичных отложений южной части Карелии оставалась до Великой Октябрьской социалистической революции почти неизученной. В 80-х годах прошлого и в начале настоящего столетия появилось несколько работ (А. А. Иностранцева, М. Н. Миклуха-Маклая, П. А. Борисова, В. М. Тимофеева и др.), в которых излагались данные по геологии этой территории, касающиеся главным образом докембрийских образований. Возникновение же интереса к четвертичным отложениям следует отнести приблизительно к 1920 г.

Исследовательская мысль русских геологов-четвертичников развивалась в основном в двух направлениях: изучения краевых образований ледника и установления характера колебаний уровня поздне- и послеледниковых бассейнов. Последний вопрос неразрывно связан с проблемой Балтийско-Беломорского позднеледникового соединения, которой также было уделено немало внимания.

В результате работ И. М. Покровской, К. К. Маркова, С. А. Яковлева, М. А. Лавровой, Б. Ф. Землякова и других были изучены характер и распространение конечно-моренных образований, установлено наличие послеледникового соединения Финского залива с Белым морем через Ладожское и Онежское озера и дана стратиграфия четвертичной толщи. Но эти исследования русских геологов не затрагивали территории Северного Приладожья. Она изучалась преимущественно финнами.

Только в 1945 и 1946 гг. на северном побережье Ладожского озера были поставлены детальные работы по изучению геологии четвертичных отложений этого района (Г. С. Бискэ, В. В. Шарков), результаты которых и легли в основу настоящей статьи.

Орогидрографическая характеристика района

Территория Северного Приладожья в общем представляет собой равнину, абсолютные высоты которой нигде не превышают 200 м. Однако эта равнина настолько расчленена, что местами рельеф имеет даже вид горного.

Минимальные абсолютные отметки наблюдаются возле Ладожского озера и связанных с ним более мелких озер с абсолютными отметками, не превышающими 5 м; на северо-запад высоты увеличиваются, достигая максимума близ озера Янис-ярви. Таким образом, местность как бы наклонена с СЗ на ЮВ.

Характеристика рельефа дана ниже при геоморфологическом описании района, в настоящем же разделе кратко изложены элементы гидрографии обследованного района.

В районе Северного Приладожья можно выделить три генетических типа озер.

Первый тип — озера тектонического происхождения. Они отличаются значительной и неравномерной глубиной, причудливой береговой линией и наличием узких фиордообразных заливов. Берега таких озер часто сложены коренными породами, обычно оглаженными и образующими бараньи лбы.

К этому типу относится самое крупное из озер района — Ладожское, площадь которого достигает $18\,724\text{ км}^2$, наибольшая длина 210 км и ширина 130 км (И. В. Молчанов, 1945 г.). Ладожское озеро является главным водосборным бассейном и местным базисом эрозии многих крупных рек участка.

Второй тип — озера, образовавшиеся путем отчленения озерных заливов, вследствие общего неравномерного поднятия Фенноскандии. Эти озера, встречающиеся преимущественно возле Ладожского озера, отличаются незначительными размерами и глубиной, имеют плоские берега, сложенные чаще всего глинами. К ним относятся: Кортелан-ярви, Куока-ярви, Хюмпелян-ярви и др.

Третий тип — озера ледникового происхождения. Это или озера, подпруженные конечными моренами, нередко значительные по площади, с причудливой береговой линией, или более мелкие озера, образовавшиеся после таяния льда во впадинах аккумулятивного ледникового рельефа. Такими озерами являются: Пюхя-ярви, Кангас-ярви, Лиэва-ярви и др.

Реки, разрезающие территорию Северного Приладожья, делятся на два типа.

Реки первого типа, соединяющие озера и являющиеся как бы протоками, обычно многоводны, со слабо разработанными или почти неразработанными долинами, короткие и широкие, причем величина их настолько незначительна, что почти нигде они не имеют собственных названий.

Реки второго типа также обычно протекают через озера, но не являются протоками, так как обладают всеми признаками настоящих рек: имеют долину, пороги и плесы, уровень воды в них колеблется в зависимости от времен года.

Река Китен-йоки принадлежит ко второму типу. Несмотря на то, что она протекает через озера Кангас-ярви, Сиэсман-ярви и Хюмпелян-ярви, ее длина (около 46 км на нашей территории) и общий вид долины не позволяют отнести ее к первому типу. На всем своем протяжении р. Китен-йоки разрезает коренные породы и течет в высоких, крутых берегах. Течение реки очень быстрое, плесовые участки короткие, она образует много порогов с сосредоточенным падением до 5 м .

Река Тохма-йоки имеет длину 75 км , ширину на плесах 12 м , на порогах 8 м ; глубину от 1 до 4 м .

Река Нива-йоки начинается на зандровой равнине, течет преимущественно по четвертичным отложениям, образует много извилин и принимает несколько значительных притоков. Ближе к истокам ширина ее порядка $2\text{—}3\text{ м}$, берега невысокие и довольно пологие. Перед впадением в Ладожское озеро река становится шире и течение спокойнее.

Река Янис-йоки начинается на финской территории, протекает через оз. Янис-ярви и в сущности представляет собой цепь озеровидных плесов или искусственных водохранилищ, соединенных порожистыми протоками. Янис-йоки является самой широкой из рек Северного Приладожья: ширина ее на плесах достигает $40\text{—}60\text{ м}$, на порогах $12\text{—}20\text{ м}$, глубина до $3\text{—}7\text{ м}$. На протяжении от оз. Янис-ярви до оз. Ладожского эта река образует два больших порога: Сакривинкоски, длиной 100 м и падением воды $6,4\text{ м}$, и Ляскелянкоски, длиной 212 м , падением $13,4\text{ м}$.

Река Уксун-йоки впадает в залив Уксун-лахти. Общая длина реки 120 км, ширина в среднем 25 м и глубина 3—5 м. Местами она соединяет цепочки озер, являясь протоком; в других местах образует ряд порогов, самый значительный из которых Кильвенкульманкоски имеет падение 5,1 м при длине 320 м (цифровые данные приводятся из работы И. В. Молчанова, 1945 г.).

Геологическое строение

Дочетвертичные образования (докембрий)

Докембрийские породы, слагающие территорию Северного Приладожья, интересны главным образом как основа, на которой, в результате деятельности различных процессов образовался современный рельеф района.

В строении Северного Приладожья принимают участие как древнейшие архейские, так и более поздние ладожские и постладожские образования. Восточная часть района сложена нотийскими породами — гранитами рапакиви.

Нижнеархейские гнейсо-граниты и их мигматиты слагают обширную площадь к северу и северо-востоку от оз. Янис-ярви. К северу от Ладожского озера они обнажаются в виде пятен овальной или несколько вытянутой формы, окруженных породами более молодого возраста.

Выходы пород архея, наблюдаемые в северной и северо-восточной частях исследованной территории, являются частью большой области распространения архейских гнейсо-гранитов, протягивающейся из Финляндии в Южную Карелию. Здесь наиболее широко развиты почти массивные гнейсо-граниты с серым полевым шпатом.

Изолированные выходы пород архея в районе залива Кирява-лахти и поселков Импилахти и Питкяранта имеют несколько иной характер. Гнейсо-граниты в них характеризуются хорошо выраженной параллельно-слоистой текстурой, но наряду с осланцованными разновидностями наблюдаются также и массивные. Среди гнейсо-гранитов встречаются полевошпатовые амфиболиты, которые в большинстве случаев залегают согласно с вмещающими породами. Мощность дайкообразных тел варьирует от 2 до 100 м, реже они представляют собой штокообразные массивы размером до 300—800 м.

Более молодые образования представлены свитой ладожских сланцев, которая образует складчатую зону, тянущуюся от северного берега Ладожского озера на северо-запад до границы с Финляндией. Сланцы со всех сторон обтекают гнейсо-гранитовые массивы.

Свита ладожских сланцев состоит из двух толщ: нижней, представленной роговообманковыми сланцами, и верхней, состоящей преимущественно из биотитовых сланцев. Эти сланцы переходят друг в друга через узкую зону роговообманково-биотитовых сланцев.

Вся толща роговообманковых сланцев весьма неоднородна по своему составу. Она представлена собственно роговообманковыми сланцами, сланцевыми амфиболитами, скарнированными кристаллическими известняками, мета-габбро-диабазам и разнообразными скарнами. Все эти породы, переслаиваясь, образуют пласты мощностью от нескольких миллиметров до 1—2 десятков метров. В пределах этих разностей встречаются породы с различной крупностью зерна.

Толща биотитовых сланцев, слагающая верхнюю часть ладожской формации, значительно превышает по мощности толщу роговообманковых. По петрографическому составу толща биотитовых сланцев является очень пестрой. В нее входят: биотитовые сланцы, графитсодержащие биотитовые сланцы, кварциты, гранато-биотитовые сланцы, андалузито-ставролит-биотитовые сланцы и различные биотитовые гнейсы. Преобладают биотитовые и кварцево-биотитовые сланцы.

Все разновидности сланцев переслаиваются между собой, образуя прослой различной мощности.

К северо-западу от оз. Янис-ярви ладожская свита представлена следующими литологическими компонентами: ведущее место занимают ставролитовые, биотитовые и амфиболовые сланцы, в которые в виде прослоев различной мощности включаются кварциты, известняки и филлитовые сланцы. Общее простирание всей толщи северо-западное, в этом же направлении протягиваются чередующиеся между собой прослой различных сланцев. Сланцы прорываются интрузиями гранитов более молодого возраста. Для этой толщи характерна полосчатость, особенно заметная вблизи контакта ставролитовых сланцев с амфиболовыми, причем прослой могут быть очень тонкими, до 0,5 м. Ближе к массивам пегматоидных гранитов сланцы становятся более тонкозернистыми, приобретая мигматитовый облик.

К югу от линии Сизсман-ярви—Кааламо господствующую роль играют мигматизированные биотитовые гнейсы, представленные мелкозернистыми породами с ясно выраженной параллельно-слоистой текстурой и прорванные интрузиями постладожских гранитов, гранодиоритов и пегматоидных гранитов (Н. А. Волотовская, 1947 г.; Т. В. Перекалина, 1946—1948 гг.; Н. Г. Судовиков, 1947—1949 гг.).

Гнейсы, развитые в различных местах территории, несколько различаются между собой как по особенностям петрографического состава, так и по характеру и интенсивности мигматизации постладожскими гранитами.

К северу от железной дороги Сортавала—Лахденпохья развиты темносерые мелкозернистые биотитовые гнейсы, часто переслаивающиеся с роговообманковыми сланцами. Мощность толщи сланцев — от нескольких сантиметров до десятков и даже сотен метров. Как гнейсы, так и роговообманковые сланцы обычно сильно интенифицированы по сланцеватости гранитным материалом. Интенсивность мигматизации возрастает с СВ на ЮЗ.

На побережье и островах Ладожского озера господствуют биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы, содержащие маломощные прослой амфиболитов.

По направлению с запада на восток уменьшается интенсивность мигматизации пород ладожской толщи и в связи с этим изменяется петрографический состав: среди серых биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов часто встречаются пропластки мелкозернистых плотных биотитовых сланцев, кварцитовидных сланцев и кварцитов. Мощность пропластков очень невелика и выражается в сантиметрах.

Постладожские интрузивные породы в западной части Приладожья представлены габбро-диоритами, гранодиоритами и различными типами гранитов.

Комплексы габбро-диоритов и связанных с ними более основных и кислых разновидностей пород слагают на территории Северного Приладожья два массива: Кааламский и Велимякский. Кааламский расположен возле станции Кааламо и граничит на севере с толщей биотитовых сланцев, а на юге — с биотитовыми гнейсами. Центральная часть массива представлена крупнозернистыми разновидностями, ближе к периферии величина зерен уменьшается.

Интрузия Велимякских габбро-диоритов залегает среди полосчатых биотитовых сланцев. Габбро-диориты представлены среднезернистыми массивными породами, среди которых встречаются небольшие пятна амфиболитизированных пироксенитов с титано-магнетитовым орудуением.

Диориты и породы, встречающиеся в комплексе с ними, выходят на поверхность в виде отдельных небольших массивов. Их можно наблюдать на островах Хепосалон-сари и Пут-сари и на материке северо-

западнее этих островов, возле оз. Хюмпелян-ярви и в районе г. Сортавала.

Относительно небольшими массивами распространены и граниты, которые вторгаются в толщу биотитовых гнейсов. Особенно большое количество гранитовых тел наблюдается на участке к юго-востоку от железной дороги, соединяющей г. Лахденпохья с г. Сортавала.

Гранодиориты и граниты характеризуются равномернозернистым сложением. Согласно Т. В. Перекалиной, те и другие в большинстве случаев представляют бескорневые тела, огнейсованные в краевых частях параллельно контакту с мигматизированными ладожскими породами.

В ладожской толще и в пределах массивов гранитов и гранодиоритов встречаются жилы аплитовидных гранитов мощностью до 10 м, а также пегматитовые и кварцевые жилы.

Таким образом, постладожские интрузивные породы составляют довольно пестрый комплекс. Внедрение этих пород сопровождалось расколами, рассекающими толщу вмещающих пород в различных направлениях. Это способствовало проявлению избирательной эрозии и привело к образованию в области развития интрузий довольно расчлененного рельефа.

К самым молодым, протерозойским, образованиям относятся граниты рапакиви, слагающие площадь, расположенную к востоку от меридиана г. Питкяранта. Порода, как правило, обладает однородностью структуры, а местами встречаются участки порфировидного строения. В сравнительно узких краевых зонах она нередко становится более мелкозернистой. Для гранитов рапакиви очень характерно наличие редких и хорошо выдержанных по простиранию и на глубину трещин.

Все вместе взятое обуславливает малую устойчивость пород по отношению к агентам денудации.

В структурно-тектоническом отношении Приладожский район изучен еще недостаточно и крайне неравномерно.

Геологи А. А. Миндлина и Л. Н. Патрубович, производившие в 1945 г. геологическую съемку восточной части интересующей нас территории, рассматривают массивы гранито-гнейсов, окруженные ладожскими породами, как брахиантиклинали нижнеархейского фундамента, смятого в постладожское время. В соответствии с этим ладожская формация между массивами гнейсов в структурном отношении представляет собой синклинальные погружения с круто стоящими крыльями. Оси крупных структур, мелких складок и линейной текстуры, согласно данным Миндиной и Патрубович, имеют падение на ЮЮВ под углом 60—45°.

В 1946—1949 гг. работами Карело-Финского филиала Академии наук СССР в Питкярантском районе (В. Д. Никитин, К. А. Шуркин) установлено, что выступы нижнеархейских гнейсов представляют не брахиантиклинали, а блоки разбитого трещинами жесткого основания, обжатые в краевых частях во время постладожского тектогенеза совместно с породами ладожской формации. В центральных частях они сохраняют свою древнюю тектоническую структуру и характеризуются северо-западным простиранием пород с очень крутыми углами падения. Последующие тектонические движения проявились здесь в образовании расколов меридионального и широтного направлений, местами прошедших по древним тектоническим контактам ладожской формации и гранито-гнейсов.

В центральной части Приладожья южнее зал. Кирява-лахти залегание мигматизированных ладожских сланцев в целом почти меридиональное, но осложнено мелкими складчатыми структурами, образованными во время постладожского тектогенеза, движения которого захватили и мелкие интрузии гранитов и гранодиоритов.

Следует также особо отметить и структуру полосы зеленокаменных пород, простирающихся к северу от Кирявалахтинского блока гранито-

гнейсов в ССЗ направлении от Рускеала. Согласно А. А. Миндлиной, породы образуют здесь антиклинальную складку, причем гнейсовый фундамент на поверхности не обнажается.

Участок района севернее зоны прибрежных выходов гнейсо-гранитов вплоть до оз. Янис-ярви в тектоническом отношении почти не изучен. Залегающие здесь породы верхнего горизонта ладожской формации характеризуются северо-западным простиранием и крутыми углами падения то к западу, то к востоку. В районе оз. Малое Янис-ярви проходит тектонический контакт между ятулийскими кварцитами и доломитами и ладожской сланцевой толщей. В зоне непосредственной близости к тектоническому контакту породы обеих толщ перемяты и раздроблены.

Геологическое строение юго-западной части Северного Приладожья значительно проще. Бiotитовые гнейсы здесь смяты в мелкие складки, вытянутые на северо-запад и прорванные интрузиями постладожских пород. Интрузии происходили в несколько фаз и сопровождались разломами. Поэтому главная роль в рельефообразовании этой части исследованной области принадлежит не пликативным структурам, а избирательной денудации и дизъюнктивным дислокациям.

Четвертичные отложения

Четвертичные отложения распространены на территории Северного Приладожья чрезвычайно неравномерно, что обусловлено как рельефом коренных пород, так и условиями таяния ледника, а в прибрежной части еще и деятельностью вод поздне- и послеледниковых бассейнов, размывавших и переотлагавших осадки более раннего возраста.

Там, где процесс таяния ледника несколько задерживался или происходили осцилляции ледникового края, возникали мощные аккумулятивные образования, примером которых является конечноморенный комплекс Сальпауссельке I, тянущийся вдоль государственной границы.

Пути распространения флювиогляциальных потоков также отмечены скоплениями песчано-гравийно-галечного материала.

Значительной мощности достигают песчаные и валунные отложения северо-восточного побережья Ладожского озера, к югу от г. Питкяранта, тогда как в других местах побережья четвертичные отложения приурочены только к понижениям рельефа коренных пород. Возвышенности или совсем оголены, или покрыты очень тонким слоем морены, мощностью не больше 30 см. Почти такая же картина наблюдается и во внутренних частях района, за исключением полосы, расположенной на восток от меридиана г. Питкяранта, где морена залегает сплошным плащом.

Стратиграфическая схема четвертичных отложений довольно сложна, особенно в южной части территории, которая после освобождения из-под ледникового покрова являлась ареной неоднократных смен трансгрессий и регрессий морских и озерных бассейнов.

Последовательность осадконакопления может быть представлена в следующем виде.

1. Подморенные элювиальные образования.
2. Ледниковые отложения:
 - а. Морена последнего оледенения.
 - б. Конечно-моренные отложения.
3. Позднеледниковые отложения:
 - а. Отложения потоков талых ледниковых вод (флювиогляциальные).
 - б. Озерно-ледниковые ленточные отложения.
 - в. Отложения внутриледниковых озер.
 - г. Морские отложения.
4. Послеледниковые отложения:
 - а. Отложения Анцилового озера.

- б. Отложения Литоринового моря.
- в. Отложения Ладожской трансгрессии.
- 5. Современные отложения:
 - а. Озерные.
 - б. Торфяно-болотные.
 - в. Аллювиальные.
 - г. Эоловые.
 - д. Элювиально-делювиальные.

1. Подморенные элювиальные образования

Из всех пород, слагающих территорию Северного Приладожья, наиболее благоприятной породой для развития элювиальных образований является гранит рапакиви, легче всего поддающийся выветриванию в условиях сурового климата ледниковой эпохи.

По данным В. В. Шаркова (18), к северо-востоку от г. Питкяранта имеется несколько обнажений, где под мореной залегает остроугольная гранитная щебенка. В самой нижней части разреза элювий постепенно переходит в массивный гранит.

Такое же явление мы наблюдали немного восточнее, в районе, оз. Кяснясен-ярви и рр. Уксун-йоки и Пенсан-йоки. Часто верхний слой рапакиви, прекрасно сохранивший свою структуру, при слабом ударе молотка легко рассыпается. Иногда элювий этих гранитов перемешивается с нижней частью залегающей на нем морены, которая заполняет мельчайшие трещины выветрелой породы и промежутки между щебенкой. Мощность слоя элювия от 0,5 до 1,5 м, местами несколько больше.

В западной части территории, в районе оз. Пайк-ярви, подморенный элювий развит на биотитовых гнейсах. Здесь он также представлен угловатыми обломками различных размеров, окрашенными в яркий красно-бурый цвет. Ниже обломки переходят в выветрелые гнейсы, а затем — в твердую коренную породу.

Всюду элювий залегает на коренных породах и перекрывается слоем морены последнего оледенения. Следовательно, образование элювия происходило до отложения морены.

2. Ледниковые отложения

Морена последнего оледенения

О влиянии коренных пород на литологический состав морены неоднократно упоминалось в работах различных авторов. Некоторые из них считали, что состав морены целиком определяется литологией пород, слагающих данную местность или соседние с ней области (Шарков, 1945 г.; Фростерус, 1922 г.; Лейвиске, 1934 г.). Другие, наоборот, утверждали, что изменение моренного состава происходит даже на очень небольших площадях, и если коренные породы и оказывают некоторое влияние на механический состав морен, то роль их все же чрезвычайно незначительна (Аорнио, 1938 г.).

Мы присоединяемся к мнению авторов, считающих подстилающие коренные породы одним из важнейших факторов, оказавших влияние на состав моренных отложений.

Так, в области развития гранитов рапакиви, охватывающей большую площадь в Южной Карелии, от г. Питкяранта почти до Тулом-озера, преобладает песчаная морена с большим количеством крупных валунов того же состава. Основная масса морены представлена пылеватыми песками, иногда с включением более крупнозернистого материала.

Результаты механического анализа образцов этой морены приведены в табл. 1.

Таблица 1

Размеры частиц во фракции в мм	>5	5—3	3—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01
Содержание фракций в %	18,53	4,06	5,02	7,63	4,87	17,22	18,93	14,55	9,01

Морена содержит большое количество щебенки рапакиви, а валуны нередко настолько разрушены, что от незначительного внешнего воздействия распадаются на отдельные обломки. Вероятно, такой малой устойчивости рапакиви к выветриванию мы и обязаны наличием значительного количества остроугольных обломков и мелкого щебня в морене, развитой на этих породах.

На гранито-гнейсах, доломитах и сланцах, залегающих к востоку от Тулом-озера, распространена супесчаная морена, представленная тонкой желто-бурой супесью. Результаты анализа механического состава этой морены приведены в табл. 2.

Таблица 2

Размер частиц во фракции в мм	>5	5—3	3—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01
Содержание фракций в %	1,25	1,92	1,37	1,51	5,29	4,81	11,68	38,37	33,8

На основании приведенных данных можно сказать, что литология коренных пород безусловно влияет на механический и петрографический состав морены, определяя его главные черты; более мелкие детали и отклонения от этой зависимости можно отнести за счет вторичных процессов, под влиянием которых происходило отложение морены.

Внешние различия между моренами касаются характера основной мелкозернистой массы и петрографического состава заключенных в ней валунов.

На территории Северного Приладожья встречается морена как с суглинистой основной массой, так и с песчаной и супесчаной. Преобладает все же песчаная и супесчаная. Это можно объяснить, во-первых, широким распространением гранитов, на которых, как правило, образуются песчаные разности, а, во-вторых, тем, что Северное Приладожье является областью ледниковой эрозии, где морена не испытала значительного истирания, так как была отложена почти на месте. Кроме того, отложение морены происходило уже в эпоху таяния ледника, когда масса ледниковых вод могла оказать перемышающее действие. На морену в прибрежной части оказали свое влияние также воды поздние и послеледниковых бассейнов.

Песчаная морена развита к востоку от г. Питкяранта на гранитах рапакиви и в области, расположенной западнее г. Сортавала, распространяясь на север приблизительно до ст. Маткаселька, где она залегают уже на биотитовых гнейсах и гранитах различного типа.

Как правило, морена представлена несортированными мелко- и тонкозернистыми песками и реже — супесями. Количество, размеры и степень

Размер частиц во фракции в мм	>5	5—3	3—2	2—1	1—0,5
Содержание фракций в %	13,42	5,35	2,55	1,57	1,60

окатанности валунов чрезвычайно меняются как в вертикальном разрезе, так и в горизонтальном направлении. Чаще всего, особенно в области развития конечных морен Сальпауссельке, в значительном количестве встречаются хорошо окатанные валуны. Нередко песчаная морена прерывается и ее замещает суглинистая или, наоборот, тонкозернистая песчаная разность сменяется среднезернистой с большим количеством валунов и гальки.

К области распространения ставролитовых и амфиболовых сланцев, т. е. к полосе Маткаселька—Вяртсиля, приурочена почти безвалунная тонкая супесчаная морена, содержащая незначительное количество пластинчатой угловатой гальки.

Суглинистая морена большей частью развита в местах сплошного распространения слюдистых и филлитовых сланцев ладожской формации. Литологически она представлена тонким серым суглинком, в который, наряду с глинистыми частицами, включены и угловатые песчаные зерна.

В. В. Шарков [18] приводит анализ механического состава этой морены (табл. 3).

По классификации Г. Ф. Мирчинка [12], суглинистую морену следует относить к грубому или среднему суглинку.

В некоторых местах залегает также морена локального характера, отличающаяся большим количеством угловатых обломков, петрографический состав которых идентичен коренным породам, слагающим данную местность. Основная масса представлена главным образом крупнозернистым материалом. Неокатанность валунов, крупнозернистость основного материала и однородность петрографического состава валунов с подстилающей коренной породой дают нам право назвать морену «локальной».

Взаимоотношения различных типов морены в вертикальном разрезе нигде не удалось обнаружить; следовательно, нет никаких данных относить эти морены к разным оледенениям. Наоборот, все разрезы показывают, что морены одновозрастные, т. е. были отложены в период последней ледниковой эпохи, а различие литологического состава объясняется различными условиями отложения.

Морена залегает непосредственно на коренных породах и перекрывается позднеледниковыми отложениями: флювиогляциальными песками или ленточными глинами. Этот факт подтверждает предположение о том, что морена относится к последнему оледенению. Возраст морены можно установить даже несколько более точно: район Северного Приладожья расположен к югу от финских конечных морен Сальпауссельке и к северу от предшествующих им краевых образований ледника; следовательно, отложение морены произошло уже в тот период, когда ледник оставил интересующую нас территорию.

Конечноморенные отложения

Особый интерес представляет собой материал, слагающий конечноморенные образования Сальпауссельке I. К сожалению, строение этих образований трудно доступно для исследования, но на основании наблюдений над некоторыми разрезами можно утверждать, что конечноморенный комплекс сложен в основном флювиогляциальными отложениями, залегающими в тесном контакте с мореной.

Таблица 3

0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	0,001
1,93	12,76	25,43	26,51	3,85	5,03

Моренные отложения встречаются редко и представлены несортированными песками с галькой и валунами. Строго говоря, это уже не морена, так как и в процессе отложения и позже этот материал подвергался действию ледниковых вод, но, очевидно, перемирование было не настолько значительно, чтобы могла образоваться заметная сортировка или слоистость в морене. В отличие от обычной донной морены эта морена более крупнозернистая, с большим количеством сглаженного каменного материала.

Преобладающее место в строении конечно-моренного комплекса занимают флювиогляциальные отложения. Они представлены главным образом гравийно-галечными разностями с переменным количеством песка и валунов. Весь флювиогляциальный материал отличается слоистостью, располагающейся под различными углами к горизонту. Нередко



Рис. 1. Характер переслаивания флювиогляциальных песков и галечников в северо-восточной части гряды Сальпауссельке I (по В. Таннеру)

слои сжаты и разорваны; очевидно, со стороны ледника на уже образовавшиеся наложения флювиогляциальных отложений было оказано давление.

По простирацию и мощности слои редко выдерживаются на значительное расстояние. В вертикальном разрезе слои различного литологического состава могут чередоваться в самых разнообразных вариантах. Так, гравийно-галечные прослойки, а также песчаные и валунные разности встречаются как на глубине, так и на поверхности.

От типичных озовых отложений эти флювиогляциальные отложения отличаются главным образом тем, что характер наложения здесь очень беспорядочный, невыдержанный как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Слои часто разорваны и перемяты, т. е. несут следы давления извне (рис. 1). Кроме того, флювиогляциальные отложения конечно-моренного комплекса редко образуют формы, присущие типичным отложениям ледниковых потоков. Встречающиеся здесь озы очень коротки и широки, и их форма усложнена другими аккумулятивными образованиями. Чаще всего скопления флювиогляциальных отложений в районе Сальпауссельке I имеют вид куполовидных или плоских холмов, разделенных котловинами или заболоченными понижениями. Слои располагаются параллельно поверхности форм.

Нередко в пределах одного слоя наблюдается более мелкое переслаивание. Очевидно, что эти отложения были образованы ледниковыми

потоками, мощность и направление которых постоянно менялись. После отложения они, вероятно, не раз перемывались и переотлагались.

Как правило, поверхностные слои содержат большое количество пылеватых частиц и не так ясно выраженную, как в более глубоких частях, слоистость.

В распределении различных литологических разновидностей в конечно-моренных образованиях можно подметить следующую закономерность: проксимальная сторона характеризуется более крупнозернистым материалом и морфологически отличается от дистальной, где преимущественно развит песок с незначительным содержанием гравия, гальки и валунов. Пески располагаются почти горизонтальными слоями с некоторым наклоном на юго-восток.

Гравийно-галечно-валунный материал проксимальной стороны слагает холмы и гряды, беспорядочно нагроможденные друг на друга.

Моренные отложения встречаются только на проксимальной стороне комплекса конечно-моренных образований, тогда как дистальная сложена хорошо отсортированными флювиогляциальными отложениями или зандровыми песками.

Размеры песчаных частиц морены очень разнообразны: от тонких песчаных до грубых, почти гравелистых. Обычно моренные отложения залегают в тех местах, где коренные породы находятся близко к поверхности; местами наблюдаются невысокие, расплывчатые холмы, сложенные мореной, но значительных аккумулятивных форм морена не образует.

Содержание валунов как в морене, так и во флювиогляциальных отложениях чрезвычайно неравномерно. Нередко их количество настолько значительно, что образуются почти сплошные валунные поля (рис. 2), но наряду с такими богатыми валунным материалом отложениями встречаются участки, почти лишенные валунов.



Рис. 2.
Каменное поле у дороги Калатомы—Кумури

3. Позднеледниковые отложения

Отложения ледниковых вод

Отложения потоков талых ледниковых вод, или флювиогляциальные, широко распространены на территории Северного Приладожья, особенно в ее северо-западной и северо-восточной частях. Они слагают или отдельные гряды (озы), или холмы и равнины.

Там, где ледниковые потоки подпруживались водами какого-либо бассейна, возникали мощные скопления песчано-гравийно-галечных отложений. Так, к западу и юго-западу от оз. Пайк-ярви наблюдается слегка всхолмленный участок, сложенный песком, местами с большим количеством гальки и валунов. Песок слоистый, причем различной мощности слои располагаются и горизонтально и под углом к горизонту, иногда выклиниваются, иногда утолщаются или разделяются и дают ответвления. Десятью метрами южнее местность сложена уже галечником с довольно крупными, до 20—30 см в поперечнике, валунами. Галечник также слоистый, нередко очень плотный, промежутки между отдельными гальками заполнены тонкозернистым желто-бурым песком. Слои расположены под различными углами к горизонту. Очевидно, эти пески и галечники отложены не в спокойном озерном бассейне, а текучими потоками, мощность и скорость течения которых непрерывно изменялись.

Вдоль западной границы района и к северо-востоку от г. Вяртсиля отложения ледниковых потоков слагают прекрасно выраженные зандровые равнины. Проксимальная сторона равнин всхолмленная и материал более грубый: гравий, галька. По направлению к дистальной стороне материал становится более тонким, и поверхность равнины почти идеально ровная, нарушаемая небольшими заболоченными котловинами, долинами рек и ручьев или в некоторых местах возвышенностями коренных пород.

Пески, слагающие зандровые равнины, слоисты. Слоистость местами горизонтальная, местами — под углом к горизонту. Горизонтальная слоистость возникла, вероятно, в тех местах, где ледниковые потоки образовали небольшие озера; там же, где эти потоки свободно разливались и перемещались, пески отлагались под различными углами к горизонту. Общий характер распределения слоев чрезвычайно неравномерный: тонкозернистые пески переслаиваются с крупнозернистыми, а иногда и с галечниками. В песчаные слои также нередко включается мелкая окатанная галька. Мощность этих отложений свыше 10—15 м.

В восточной и центральной частях района нет типичных зандровых равнин, но песчаные отложения типа зандров развиты к востоку и северо-востоку от пос. Кителя и между озерами Рюттю-ярви и Вахварви. Здесь в ряде разрезов можно наблюдать залегание флювиогляциальных песков на суглинках и даже ленточных глинах.

В виде изолированных небольших площадей встречены флювиогляциальные пески на восточном берегу оз. Суйстамон-ярви и возле пос. Кухиласвара. Они залегают непосредственно на морене. Поверхность песков нередко слегка всхолмлена и осложнена небольшими котловинами и озами. Мощность песков, залегающих в виде отдельных пятен, менее значительна, чем песков, слагающих зандровые равнины, и достигает всего лишь 1,5—2 м, реже 4—5 м.

Кроме равнин и всхолмленных пространств песчано-гравийно-галечные отложения ледниковых потоков слагают гряды — озы. На основании литологического состава озовые гряды можно подразделить на чисто песчаные, песчано-валунные и чисто валунные.

Песчаные озы развиты к северу от г. Питкяранта. Слоистые пески иногда включают прослойки гравия и галечника.

Озы, сложенные валуно-галечными песками, наблюдаются вдоль всей западной границы территории, особенно в районе Сальпауссельке, а также на пространстве между озерами Янис-ярви и Хихни-ярви. Они состоят из хорошо отсортированных слоистых песков, чередующихся с валунными и галечными прослоями.

Из чисто валунных озоз был встречен только один, протягивающийся от хут. Яскенмяки до пос. Куккалампи. Благодаря окружающим его болотистым равнинам он прекрасно выражен в рельефе. В отличие от других озоз, сложенных косослоистыми песками и галечниками, материал, слагающий указанный оз, представлен крупным почти неслоистым валунником с очень небольшим количеством тонкозернистого песка.

В районе дороги от г. Питкяранта на оз. Ниэт-ярви В. В. Шарковым [18] был обнаружен оз, перекрытый смятыми ленточными глинами. Местами на ленточных глинах залегает тонкая прослойка галечника, мощностью 10—20 см. Такое явление позволяет предположить о наличии осцилляции в восточной части района, так как нарушить нормальное залегание ленточных глин и в некоторых местах перекрыть их новым слоем флювиогляциальных отложений мог только ледник.

Все типы флювиогляциальных отложений можно отнести к позднеледниковому времени, так как потоки, обладающие силой, достаточной для перенесения и отложения такого количества песка, гравия и гальки, могли образоваться только в период интенсивного таяния ледника, т. е. в позднеледниковую эпоху. Но все же нередко между отложениями того

или иного типа может быть значительная разница во времени образования. Так, по данным В. В. Шаркова [18], на левом берегу р. Сумериан-йоки, там, где она пересекается железной дорогой Питкяранта—Импилахти, слои песка и галечника перекрыты сначала ленточными песками, а затем ленточными глинами. Такое же явление было обнаружено на р. Хихни-йоки, возле д. Кютюсюрья. Абсолютная высота залегания ленточных осадков около 40 м.

Песчано-гравийно-галечные осадки были здесь, несомненно, отложены до возникновения озерно-ледникового бассейна, оставившего потом свои ленточные образования.

В районе пос. Алаукса в валунно-галечных отложениях был найден комок ленточных глин, размером до 0,5 м в поперечнике. В глинах хорошо заметна ленточная структура, и литологически они напоминают глины у рр. Сумериан-йоки и Хихни-йоки. Наличие такого отторженца свидетельствует о более раннем, по сравнению с флювиогляциальными гравийно-галечными осадками, возрасте ленточных отложений.

Таким образом, в восточной части района мы имеем два горизонта флювиогляциальных образований, первый из которых был отложен до возникновения озерно-ледникового бассейна, а второй — после.

Б. Ф. Земляков, И. М. Покровская и другие авторы [2, 13, 14] указывают на наличие межледниковых слоев на территории Карело-Финской ССР, сохранившихся только в депрессиях коренного рельефа. Но отмеченные Шарковым ленточные глины залегают на сравнительно небольших абсолютных отметках, и мало вероятно, что такие мягкие породы могли сохраниться и не быть снесенными массой льда последней ледниковой эпохи. То, что ленточные глины залегают между флювиогляциальными толщами, не дает основания считать их образовавшимися до последнего оледенения.

Существование двух слоев гравийно-галечных отложений, разделенных ленточными осадками, еще раз подтверждает возможность осцилляции, которая нарушила спокойное залегание ленточных образований и перекрыла их флювиогляциальными песками и галечниками.

Озерно-ледниковые ленточные отложения

На исследованной территории озерно-ледниковые ленточные отложения достигают широкого распространения. Все понижения коренного рельефа, примыкающие к полосе побережья, выполнены тонкими, пластичными, серыми глинами.

Гипсометрическое положение ленточных глин различно: в районе северо-западного побережья Ладожского озера и прилегающих к нему областей ленточные глины залегают не выше чем на 22—23 м над уровнем моря. Об этом говорят наблюдения над разрезами у г. Лахденпохья, на островах Соролан-сари и Хепосалон-сари, в районе Оппола и у пос. Рускеала. У оз. Куоре-ярви на абсолютной высоте 8 м бурением была вскрыта толща ленточных глин мощностью 4,5 м, ниже которых залегает песчаная мелкозернистая морена с валунами.

В одном километре к югу от сел. Оппола на абсолютной высоте 8 м буровая скважина прошла 12 м ленточных глин. Возле оз. Риткя-ярви на высоте 9 м над уровнем моря под толщей торфа в 3,5 м также залегают ленточные глины, вскрытые до глубины 8 м. В долине ручья Раут-оя ленточные глины находятся на абсолютной высоте 22 м и перекрываются супесью.

Кроме ясно выраженной ленточной структуры глин об их озерно-ледниковом происхождении говорит также полное отсутствие в них диатомовых, что характерно для отложений приледникового бассейна.

В восточной части исследованного района прекрасные обнажения ленточных глин можно наблюдать на правом берегу р. Хихни-йоки, где они слагают террасу, абсолютная высота которой 33—34 м. Над ней рас-

полагается вторая терраса, также сложенная ленточными отложениями. В долине р. Сумериан-йоки, ниже впадения в нее р. Хихни-йоки, снова наблюдается сложенная ленточными отложениями терраса, над которой находится еще одна, сложенная песками.

В многочисленных разрезах можно наблюдать полный цикл ленточных отложений, начинающийся и заканчивающийся песками. Собственно ленточные глины и суглинки располагаются на абсолютной высоте 28—29 м. Наряду с этим В. В. Шарковым были обнаружены ленточные глины в районе д. Керисюръя на абсолютной высоте 55 и даже 60 м.

В центральной части территории, у пос. Хелюля и г. Сортавала, ленточные глины залегают на абсолютной высоте 27—30 м, тогда как возле г. Харлу абсолютная отметка их 60—65 м.

На основании анализа абсолютных отметок залегания ленточных глин (25—30 и 55—65 м) можно предположить существование двух озерно-ледниковых бассейнов. Если учесть то обстоятельство, что для отложения ленточных глин минимальная глубина бассейна должна достигать 20—30 м, то береговые линии этих озерно-ледниковых бассейнов должны находиться на высоте 45—55 и 85—90 м над уровнем моря.

Около д. Лепясилта на высоте 90 м В. В. Шарковым [18] была обнаружена абразионная терраса. В районе Кителя В. Рамсей [27] указывает береговую линию на высоте 93 м над уровнем моря.

Береговая линия бассейна, расположенного на более низкой отметке, не выражена в виде абразионных или аккумулятивных образований, но ее нетрудно установить по характеру отложений. Ниже границы, проходящей на уровне 45—55 м в западной части территории, встречается большое количество оголенных возвышенностей; располагающаяся по склонам морена здесь относительно крупнозернистая и каменистая. Понижения выполнены глинами, супесями или тонкозернистыми песками. Выше границы с отметками 45—55 м оголенные возвышенности встречаются реже, слой морены более мощный и отложения глин и других мелкозернистых осадков наблюдаются очень редко.

То обстоятельство, что на территории Северного Приладожья обнаружены признаки существования двух озерно-ледниковых бассейнов, а также тот факт, что в восточной части района ленточные глины перекрыты флювиогляциальными отложениями или даже мореной, еще раз подтверждает наличие осцилляции, происходившей в позднеледниковое время.

Характерно, что к западу от меридиана г. Сортавала нет никаких следов осцилляции, и абсолютная отметка залегания ленточных глин не превышает 23 м. К востоку от г. Сортавала глины залегают уже на высоте 30 м над уровнем моря, а возле г. Харлу — до 60 м.

Такая разница в абсолютных отметках залегания ленточных глин не может быть обусловлена неравномерным поднятием Фенноскандии, так как в более близком к центру поднятия районе г. Лахденпохья глины залегают на самых низких абсолютных отметках, а в районе зал. Импилахти, расположенном значительно восточнее, ленточные глины были обнаружены на высоте 60 м над уровнем моря.

Этому на первый взгляд странному явлению можно дать следующее объяснение. Пока ледник находился южнее Сальпауссельке I в Финляндии и южнее г. Биллинген в Швеции, край его на территории Северного Приладожья протягивался вдоль берега Ладожского озера, приблизительно до г. Сортавала, откуда поворачивал к северу и достигал оз. Янис-ярви. Воды Балтийского ледникового озера проникали в Ладожскую котловину и заходили по понижениям коренного рельефа в восточную часть территории, отложив свои осадки на абсолютной высоте 55—60 м и образовав береговую линию на высоте 90 м. Так как район, находящийся к западу от г. Сортавала, был покрыт льдом, воды приледникового озера сюда не проникали. У самого Сортавала край ледника

находился немного северо-западнее побережья и подпруживал ледниковый бассейн. Здесь ленточные глины были отложены на высоте 30 м над уровнем моря.

Когда край ледника достиг северного конца г. Биллинген в Швеции и находился несколько южнее Сальпауссельке I в Финляндии, освободилась значительная пониженная область, через которую воды Балтийского ледникового озера устремились в океан, и уровень озера катастрофически упал. Образовалось первое иольдиевое море Мунте, существование которого было очень кратковременным, и в районе Северного Приладожья следы его не сохранились. Новое наступление ледника закрыло проход в Швеции и вызвало трансгрессию Балтийского ледникового озера. Следками этого наступления в восточной части территории и является факт перекрытия ленточных глин флювиогляциальными осадками.

В районе, расположенном между пунктами Лахденпохья и Сортавала, продвижение ледникового края происходило в котловине Ладожского озера, и свидетелей этой осцилляции не сохранилось.

Последующее таяние ледника шло почти непрерывно до тех пор, пока край его не достиг линии Сальпауссельке I. Там ледник остановился, произошло незначительное перемещение его края и отложение комплекса конечно-моренных образований. У тающего ледникового края образовалось приледниковое озеро, в котором отложились ленточные глины, залегающие в западной части района на высоте 23—24 м и в восточной — на высоте 27—28 м.

Отложения внутриледниковых озер

Типичные отложения внутриледниковых озер были встречены только в одном месте — в западной части района, возле пос. Воннисенмяки. Они представлены слоистыми песками различной крупности зерен (от крупно-зернистых до тонкозернистых) с включением прослоев мелкого галечника.

Эти слоистые пески образуют отдельные холмы с округлыми вершинами или короткие широкие гряды, состоящие из ряда холмов. На поверхности наблюдаются камовые воронки, заполненные когда-то водами озер, а теперь заболоченные.

Распространение камовых отложений незначительно. Они сгруппированы вокруг центральной части одного большого оза, вытянутого с ССЗ на ЮЮВ, и настолько тесно к нему примыкают, что оз теряет свою типичную форму. Это обстоятельство позволяет предположить, что камово-озовый комплекс образовался в краевой зоне тающего ледника в то время, когда масса льда уже была расчленена на отдельные глыбы и материал сносился в заполненные водой трещины и котловины. Осадки отлагались медленно, сортируясь по крупности зерна, поэтому чаще всего в разрезах камов можно наблюдать облекающую или горизонтальную слоистость.

Морские отложения

В районе Ладожского побережья наличие морских отложений до сих пор нельзя считать окончательно установленным.

На основании литературных данных (К. К. Марков, С. А. Яковлев, В. Таннер, В. Рамсей и др.) можно судить, что Иольдиевое море проникало в котловину Ладожского озера.

Существование Балтийско-Беломорского позднеледникового морского пролива на территории Олонецкого перешейка было доказано работами Б. Ф. Землякова, И. М. Покровской и В. С. Шешуковой [4].

В восточной части Северного Приладожья, около г. Питкяранта, на абсолютной высоте 8—9 м В. В. Шарковым [18] вскрыты зеленоватые глины, перекрытые суглинком и торфом. В глинах были найдены диатомовые, представленные несколькими морскими формами в виде обломков и единичные экземпляры пресноводных диатомей.

По заключению В. С. Шешуковой (19), «... диатомовый анализ дает указание на морской характер глин с формами, характерными для литоральной зоны моря. Этот вывод можно сделать с очень большой осторожностью ввиду небольшого количества найденных там форм, невысокой их количественной оценки и обломочного характера их панцирей».

Пыльцевой анализ этих глин показал в общем незначительное содержание пыльцы. Встречаются ель, сосна, ольха, орешник, ива, некоторые травянистые, а также споры папоротников и сфагновых мхов. И. М. Покровская относит эти глины к отложениям Иольдиевого моря.

Высота береговой линии бассейна, в котором были отложены глины в районе г. Питкяранта, не установлена, но в пределах восточной части Приладожья (В. В. Шарков, 1946 г.) наблюдается ряд террасовых поверхностей с глинистыми отложениями, приподнятыми немного выше 50 м над уровнем моря. Так, на о-ве Пеллот-сари, на восточном берегу залива Хиэта-лахти, описано шесть террас с высотами: 9—10; 13,5—14; 21—21,5; 27—27,5; 37—37,5 и 51—51,5 м над уровнем моря. Террасы развиты также на о-ве Мякисало, где наивысший их уровень достигает абсолютной отметки 51—53 м. Эта наиболее высокая терраса сложена мореной, отчасти песками и местами — глиной. Диатомовый анализ глин обнаружил присутствие единичных морских диатомей, что, по заключению В. С. Шешуковой, дает некоторое указание на морское происхождение глин.

Таким образом, описанные В. В. Шарковым глины можно условно отнести к осадкам иольдиевого моря. Данные, на основании которых они относятся к морским, весьма недостаточны и не могут служить надежным основанием для определения истинного генезиса этих осадков.

4. Последледниковые отложения

Последледниковой истории Ладожского озера посвящена работа Ю. Айлио [22], который исследовал береговые линии и осадки последледниковых бассейнов в районе всего побережья озера. Но во время исследований Айлио методы пыльцевого и диатомового анализа были еще неизвестны, поэтому документальное обоснование его положений имеет слабые места.

В последующих работах Е. Хииппе [23, 24, 25], К. К. Марков [7, 8, 9], В. В. Шарков [18] и другие исследователи изменили выводы Айлио, уточнили и ввели в них дополнения, основанные на применении новых методов исследования четвертичных отложений.

Отложения Анцилового озера

По мнению Ю. Айлио, Балтика в первой половине последледникового времени представляла собой замкнутый пресноводный бассейн. Котловина Ладожского озера являлась заливом этого бассейна, а Карельский перешеек представлял собой архипелаг островов.

Последледниковые береговые линии были обнаружены Айлио почти на всем побережье Ладожского озера. Особенно четко они выражены в районе г. Сальми, на островах восточной части Приладожья и у г. Кякисальми. Возле Сортавала, по указанию Х. Бергхелля [30], наблюдается абразионная терраса высотой 24,3 м (над уровнем моря), образованная бассейном, который существовал до Литоринового моря.

В области северного и северо-западного побережья береговые линии почти не выражены, за исключением устьев больших рек.

Е. Хииппе [25] устанавливает, что наибольшая высота распространения анциловой трансгрессии на западном побережье Ладожского озера 25 м. Если нулевую изобазу анцилового озера продолжить от Финского залива до Ладожской котловины, то она пройдет южнее последней. Следовательно, на территории Северного Приладожья поверхность анцило-

вого озера должна лежать приблизительно на высоте 25 м (над уровнем моря).

С целью установления анциловых отложений в восточной части Приладожья В. В. Шарков заложил зондировочную скважину в Кительской котловине, соединяющейся рядом депрессий с Ладожским озером, воды которого при более высоком стоянии уровня могли проникнуть в Китель-

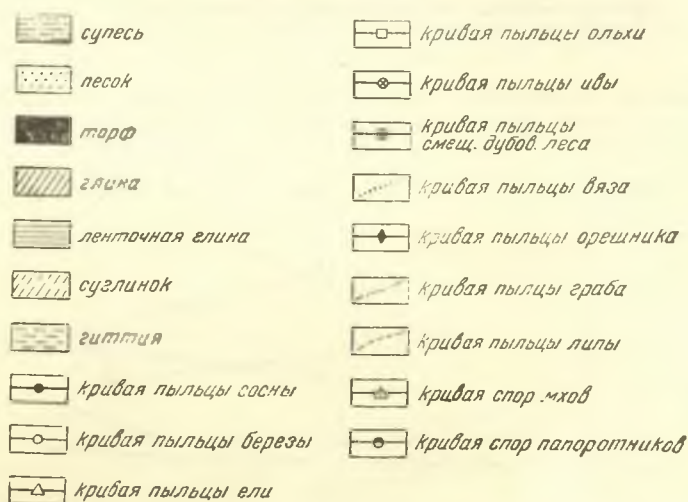


Рис. 3. Условные обозначения к пыльцевым диаграммам

скую котловину и оставить там свои осадки. Скважина вскрыла легкие суглинки и супеси. Их пыльцевой анализ показал, что за время отложения этих осадков климат изменился от бореального до суббореального (рис. 3, 4).

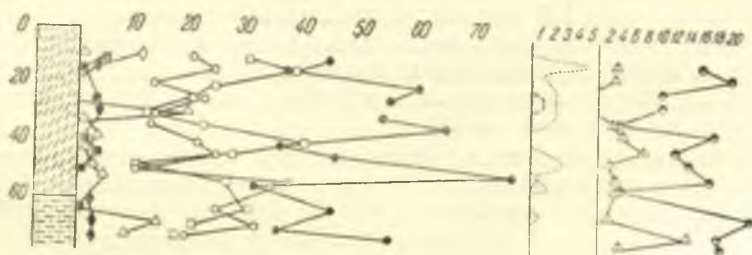


Рис. 4. Пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых скважиной в Кительской котловине

Диатомовая флора этих отложений носит ясно выраженный пресноводный характер с некоторым увеличением пресноводно-солонowodных форм в атлантическом периоде.

На основании пыльцевого и диатомового анализов можно заключить, что от бореального до суббореального времени Кительская котловина была занята пресноводными бассейнами. Поскольку воды этих бассейнов без сомнения соединялись с Ладожским озером, то и воды последнего в это время должны были быть пресными. Нижняя часть легких супесей, вскрытых в районе Кительской котловины, относится к отложениям бореального времени, а именно к осадкам Анцилового озера.

В западной части Северного Приладожья, в долине ручья Раут-оя, севернее г. Лахденпохья, на абсолютной высоте 26,5—27 м вскрыт следующий разрез (сверху вниз):

- 0,00—0,35 — почвенный слой
- 0,35—0,60 — песок мелкозернистый, серовато-желтого цвета
- 0,60—0,80 — супесь серого цвета
- 0,80—1,25 — песок мелкозернистый, серого цвета
- 1,25—1,90 — песок тонкозернистый, серого цвета
- 1,90—1,93 — торф коричневый, хорошо разложившийся
- 1,93—2,15 — глина серая, пластичная

По данным пылевого анализа эти осадки были отложены в бореальное время (рис. 5). В пылевом спектре преобладает пыльца сосны,

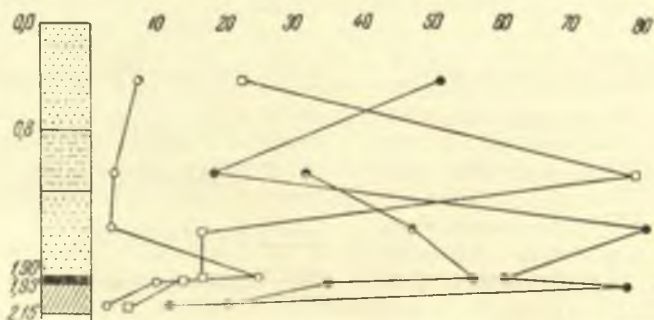


Рис. 5. Пылевая диаграмма отложений, вскрытых в депрессии ручья Раут-оя, на абс. высоте 26—27 м

дающая иногда абсолютный максимум; в большом количестве встречается пыльца березы и ольхи, немного пыльцы травянистых растений и спор папоротников, плаунов и мхов. Пыльца широколиственных пород обычно отсутствует или встречается единично.

Диатомовая флора, определенная в образцах этой толщи, обильна и разнообразна (до 156 видов). Преобладают пресноводные формы, в большом количестве найдены также пресноводно-солонowodные. Однако последние не могут служить показателями солености бассейна, так как они являются обитателями пресных водоемов, но могут выдерживать повышенную концентрацию солей.

Особенно богат диатомовыми самый нижний горизонт серых пластичных глин. Здесь обнаружено до 127 форм, причем большинство из них планктонные: *Melosira ambigua* (Gr.) O. M., *M. granulata* (Ehr.) Ralfs., *M. italica* (Ehr.) Ktz. *M. italica subsp. subarctica* O. M.

Видовой состав диатомовых из вышележащих горизонтов несколько иной: исчезают планктонные виды и увеличивается количество *Tabellaria flocculosa* (Roth.) Ktz. — формы, свойственной литоральной части пресноводных водоемов.

Сопоставив данные пылевого и диатомового анализов, можно сделать вывод, что в бореальное время депрессия, по которой протекает ручей Раут-оя, была занята водами глубокого пресного бассейна. По времени это соответствует Анциловому озеру в Балтике.

Следовательно, в бореальное время воды Анцилового озера проникали в Ладожскую котловину и по депрессии ручья Раут-оя доходили почти до оз. Пайк-ярви. Это положение подтверждается также разрезом, который наблюдается в той же депрессии несколько южнее (0,5 км) на абсолютной высоте 23 м (рис. 6). Здесь были вскрыты следующие слои (сверху вниз):

0,00—0,25 — почвенный слой
 0,25—0,50 — суглинок тяжелый, серовато желтого цвета
 0,50—0,80 — глина серовато-бурая, темная
 0,80—1,50 — глина пластичная, серого цвета
 1,50—2,15 — ленточная глина

Самый нижний слой — ленточная глина — не содержит диатомовых ч, по данным пылецевого анализа, относится к осадкам субарктического периода, т. е. ко времени существования Балтийского ледникового озера в Балтике.

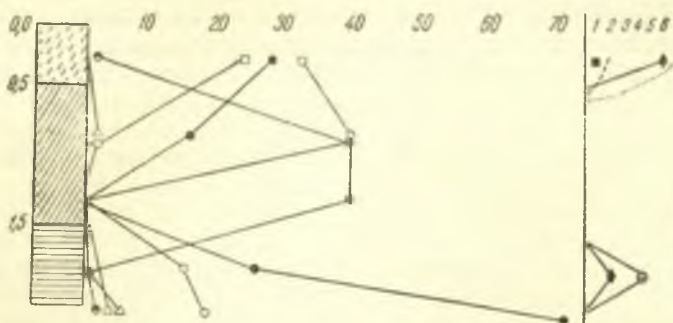


Рис. 6. Пылецевая диаграмма отложений, вскрытых в депрессии ручья Раут-оя на абс. высоте 23 м

Слой глин, взятых с глубины 0,50—1,50 м, содержит небольшое количество пылцы, преимущественно сосны. Пыльца широколиственных пород отсутствует, что дает возможность отнести этот слой к бореальному периоду, т. е. считать глины отложениями Анцилового озера.

Таким образом, оба приведенных разреза позволяют установить, что в бореальное время депрессия, простирающаяся от г. Лахденпохья к оз. Пайк-ярви, была занята Анциловым озером, которое постепенно мелело, о чем говорит как литологический состав самых осадков, так и видовой состав встреченных в отложениях этого времени диатомовых.

Отложения Анцилового озера были нами встречены возле сел. Оппола, где они залегают на абсолютной высоте 12—13 м, и возле залива Марья-лахти на абсолютной высоте 5 м. Всюду они характеризуются обилием пресноводных диатомей, преобладанием пылцы сосны и отсутствием пылцы широколиственных пород.

Все приведенные данные позволяют утверждать о наличии анциловых отложений на территории Северного Приладожья.

Литологический состав анциловых осадков довольно разнообразен: в восточной части района это тонкозернистые пески и супеси, в западной — глины, иногда торфяники и гиттии.

Отложения Литоринового моря

Специально литориновыми отложениями Ладожского озера занимался Ю. Айлио (21). После него ряд исследователей, изучавших окрестности Ладоги, пользуясь его данными, вносили в них исправления и изменения.

Общепринятым является мнение, что воды Балтики в атлантическое время проникали в Ладожскую котловину.

Основываясь на данных высотных отметок, К. К. Марков [10] считает, что во время максимума литориновой трансгрессии соединение носило характер широкого пролива, достигавшего у с. Хейнийоки глубины 17 м. В середине атлантического периода уровень Литоринового моря и соленость его достигают максимума.

Среди отложений Литоринового моря Ю. Айлио отмечает пески (на о. Мантсин-сари) и глины. Он составил детальную карту распространения литориновых песков, проследил и оконтурил береговые линии, возникшие в результате деятельности Литоринового моря.

На основании исследований ряда болот Южной Финляндии, Е. Хииппе [16, 17] установил пять береговых уровней Литоринового моря. Однако на Карельском перешейке они не установлены. В окрестностях Ленинграда, по данным К. К. Маркова и В. С. Порецкого [10], отмечается только одна трансгрессия и одна береговая линия Литоринового моря, высота которой составляет около 10 м над уровнем моря.

Если продолжить литориновые изобазы от Финского залива к Ладожскому озеру, то для последнего получим высоты от 0 на юге до 25 м на севере.

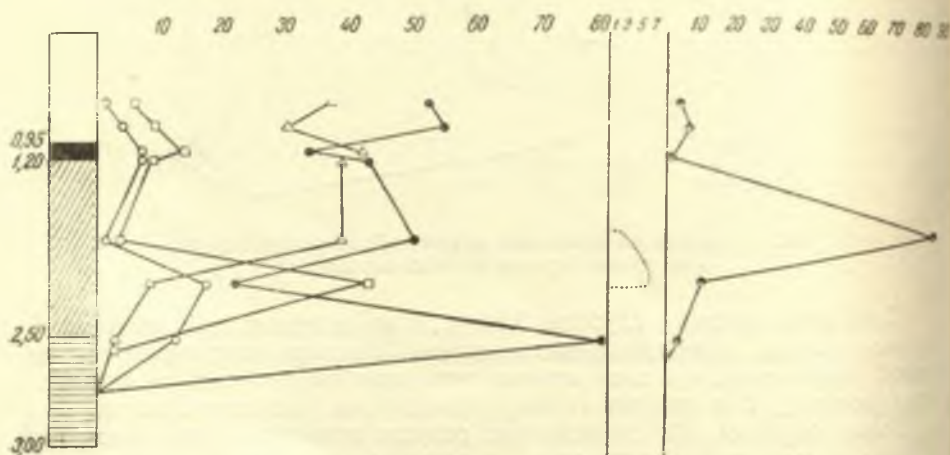


Рис. 7. Пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых на берегу залива Марья-лахти

Для восточной части Северного Приладожья, в долине ручья Валкеан-оя и в долине р. Уксун-йоки В. В. Шарков [18] описал разрезы, где прослойки торфа переслаиваются с супесями, глиной и тонкозернистыми песками. Результаты пыльцевого анализа этих отложений позволяют датировать их атлантическим временем.

В северо-западной части исследованной территории, на берегу залива Марья-лахти, на абсолютной высоте 5 м был заложен шурф и рядом с ним буровая скважина, вскрывшие следующие породы (сверху вниз).

- 0,00—0,25 — почвенный горизонт
- 0,25—0,95 — песок мелкозернистый, серый и светлосерый
- 0,95—1,20 — торф коричневый, плохо разложившийся
- 1,20—2,00 — глина пластичная, серого цвета
- 2,00—2,10 — глина пластичная, желто-бурая
- 2,10—2,50 — глина пластичная, серого цвета
- 2,50—3,60 — ленточная глина

Пыльцевой анализ этих отложений показал полное отсутствие пыльцы в ленточных глинах (рис. 7). Глины с глубины 2,10—2,50 м можно датировать бореальным периодом. В их пыльцевом спектре встречена пыльца ели, березы, ольхи, травянистых двудольных (вересковых, гвоздичных и лебедовых), споры папоротников, плаунов и сфагновых мхов. В глинах, залегающих на глубине 1,20—2,10 м, помимо большого количества пыльцы сосны и ели, встречена пыльца широколиственных древесных пород: вяза, дуба и лещины, что указывает на улучшение климатических условий во время отложения этих глин. И. М. Покровская считает воз-

возможным датировать эти глины атлантическим периодом послеледниковой эпохи, а залегающие выше их торф и мелкозернистые пески — суббореальным, началом субатлантического периода.

Диатомовый анализ глин с глубины 1,20—2,10 м, отлагавшихся в атлантическом периоде, показал богатое содержание диатомовой флоры. Преобладают здесь планктонные виды: *Melosira islandica subsp. helvetica* O. M., *Tabellaria fenestrata* (L y n g b.) K t z. и другие.

Так как описанная скважина расположена в 130 м к северу от залива Марья-лахти, до сего времени являющегося частью Ладожского озера, то можно сделать вывод, что в течение атлантического периода Ладожская котловина была занята глубоким бассейном, простиравшимся на север несколько дальше современного берега.

К осадкам атлантического периода относятся: тяжелый суглинок, вскрытый в долине ручья Раут-оя на абсолютной высоте 23 м, хорошо разложившаяся гиттия, наблюдавшаяся на о-ве Соролан-сари, а также глина и гиттия в районе пос. Оппола. Эти отложения характеризуются пылевым комплексом, в котором преобладают сосна, ель и береза; встречается большое количество пыльцы широколиственных пород.

Диатомовая флора богата и разнообразна. Преобладают пресноводные виды, солоноводные встречаются единично и, вероятно, являются переотложенными. Наблюдающиеся в большом количестве пресноводно-солоноводные формы также не могут служить доказательством солёности бассейна, так как они могли существовать и в опресненном водоеме.

Таким образом, все разрезы подтверждают, что в атлантический период послеледниковой эпохи котловина Ладожского озера была занята водами пресноводного водоема, уровень которого доходил до 23 м абсолютной высоты (разрез у ручья Раут-оя). Так как в это время в Балтике существовало Литориновое море, то естественно считать, что воды Литоринового моря проникали в Ладожскую котловину и отложили по побережьям осадки, датируемые нами атлантическим периодом. То, что встреченные в этих осадках диатомовые принадлежат преимущественно к пресноводным видам, объясняется слабой солёностью проникавших в Ладожское озеро вод Литоринового моря.

Литориновые отложения на побережье Ладожского озера представлены песками, глинами, торфяниками и гиттией. Нередко эти разности переслаиваются между собой. Все это указывает на очень непостоянный уровень Литоринового бассейна и на частую перемежаемость незначительных по амплитуде трансгрессий и регрессий.

Для восточной части исследованной территории В. В. Шарков [18] в районе островов Пеллот-сари и Мяки-сало устанавливает террасы на абсолютной высоте 24—25 м и относит их к береговым образованиям Литоринового моря. В центральной и западных частях Северного Приладожья береговые образования Литоринового бассейна не наблюдаются, и уровень литориновой трансгрессии можно установить только стратиграфически.

Здесь в депрессии ручья Раут-оя проникавшие в нее воды Литоринового моря не превышали отметки 23—23,5 м абсолютной высоты; в той же депрессии на высоте 27 м (над уровнем моря) осадки атлантического периода уже не обнаружены.

Отложения Ладожской трансгрессии

Согласно данным К. К. Маркова [10], после максимума литориновой трансгрессии Ладожская котловина становится озером. По Е. Хишпе [23], за литориновой трансгрессией последовала регрессия, которая сменялась новой трансгрессией (LII). Но уровень трансгрессии LII лежал ниже самых низких точек водораздела Карельского перешейка, и воды не могли проникнуть в Ладожское озеро. По мнению Маркова, отчленение

Ладожского озера было окончательным, и трансгрессия LII явилась начальной стадией Ладожской трансгрессии.

Доказательства, приводимые Хииппе в пользу трансгрессии LIII, убедительно опровергает Марков, который, признавая наличие трансгрессии, считает ее трансгрессией озера, а не моря. Его выводы подкрепляются данными диатомового анализа.

По Де-Гееру [31], граница Ладожской трансгрессии на южном конце озера должна лежать на 18 м выше современного уровня моря, в средней его части — на уровне Хейнийюкского порога, т. е. на высоте 15 м, а в северной части немного ниже. Ю. Айлио [21, 22] определяет границу Ладожской трансгрессии на о-ве Пеллятсало в 18—19 м над современным уровнем моря, в Койриной, возле Импилахти 17,6 м и в Сальми 15—16 м над уровнем моря. В районе порога у с. Хейнийоки граница находится на 6 м выше уровня порога, на о. Мантсин-сари — на высоте 20—21 м над уровнем моря. Ю. Айлио указывает на послеледниковые остатки растений в северной части Ладожского озера, содержащиеся в осадках, выполняющих эрозионные каналы в Хелюля и Яаккима, и залегающие на абсолютной высоте 20 м.

В 1934 г. К. К. Марков и В. С. Порецкий [10] уточнили и дополнили выводы Ю. Айлио. На основании изучения разрезов, обнажающихся в южной части Ладожского озера, Марков пришел к выводу, что отложения Ладожской трансгрессии характеризуются пресноводными и пресноводно-соленоводными формами диатомовых, широко распространенными в пресных водах СССР. Пыльцевой спектр отложений Ладожской трансгрессии показывает суббореальный характер, что соответствует датировке Айлио. Далее, Марков предполагает, что весь период трансгрессии был сравнительно коротким. По вопросу об уровне Ладожской трансгрессии мнения Ю. Айлио и К. К. Маркова несколько расходятся: по определению последнего, высоты береговых образований трансгрессии на 4 м ниже, чем по данным Айлио.

Причиной трансгрессии К. К. Марков, Ю. Айлио и позднее Е. Хииппе [25] считали поднятие суши в северной части Ладожского озера, после чего поднялся уровень воды в нем.

Местный характер трансгрессии подтверждается тем фактом, что на обращенной к Финскому заливу стороне Карельского перешейка следов трансгрессии не обнаружено.

В восточной части исследованной территории В. В. Шарков [18] установил отложения Ладожской трансгрессии на берегу р. Сумериан-йоки, представленные здесь тонкозернистым песком.

При описании литориновых отложений был приведен разрез обнажения у залива Марья-лахти, где на глинах, отложенных в атлантический период, залегает торф, перекрытый мелкозернистыми песками. На основании данных пыльцевого анализа, И. М. Покровская относит торф и пески к суббореальному — началу субатлантического периода, так как в них совершенно отсутствует пыльца широколиственных древесных пород, преобладает пыльца ели и сосны и в небольшом количестве отмечена пыльца березы, ольхи и травянистых растений. Для этих отложений характерна обильная и разнообразная диатомовая флора. Массовое развитие *Achnantes borealis* A. C. I. и *Navicula pseudoscutiformis* Hust. указывает на понижение температуры в этот период.

По заключению И. М. Покровской и В. С. Шешуковой, мелкозернистые пески, покрывающие торф, являются отложениями суббореальной трансгрессии Ладожского озера.

Буровая скважина, пройденная в районе пос. Оппола, на абсолютной высоте 15 м вскрыла следующие породы (сверху вниз):

0,00—0,50 — торф с прослойками серой глины
0,50—1,00 — торф с гиттией
1,00—3,40 — гиттия

По данным пылевого анализа, гиттия с глубины от 3,40 до 1,80 м представляет собой осадки бореального периода (рис. 8). Слой торфа с глубины 1,80—0,8 м должен быть отнесен к атлантическому периоду, а вся вышележащая толща торфа с прослоями гиттии и глины ввиду почти полного исчезновения пылцы широколиственных пород и преобладания пылцы ели — к суббореально-субатлантическому. Эта толща характеризуется чрезвычайным обилием и разнообразием диатомовых. Преобладают: *Tabellaria fenestrata* (L y n g b.) K t z., *T. flocculosa* (R o t h.) K t z., *Melosira italica* и др. Планктонных форм здесь меньше, чем в нижележащем слое, следовательно, водоем, существовавший здесь в бореальный период, был несколько мельче, зарастал и обогащался гуминовыми кислотами. Слой торфа с гиттией и глиной, вероятно, следует относить к конечной стадии Ладожской трансгрессии.

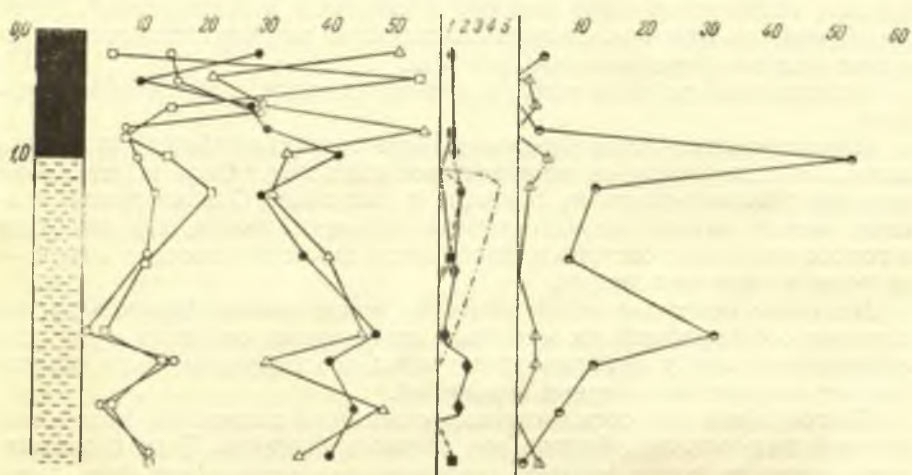


Рис. 8. Пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых в районе Оппола

К таким же выводам приводит и исследование разреза на острове Соролан-сари, где под слоем торфа мощностью 1,6 м залегает пластичная коричневая гиттия. Верхний слой торфа датируется суббореальным периодом на основании отсутствия в нем пылцы широколиственных пород (встреченных в значительном количестве в гиттии) и довольно большого количества пылцы ели.

Если в гиттии была встречена очень богатая и разнообразная диатомовая флора с преобладанием планктонных видов, то в слое торфа диатомовых уже значительно меньше и состав флоры совершенно иной. Здесь преобладают виды рода *Eunotia* и *Pinnularia*, свойственные болотистым водоемам с значительным количеством гуминовых кислот. Следовательно, эта толща торфа также отлагалась в довольно мелком бассейне и может быть отнесена к конечной стадии Ладожской трансгрессии.

На основании приведенного фактического материала можно установить, что отложения Ладожской трансгрессии развиты почти по всему северному побережью Ладожского озера и преимущественно в его западной и восточной частях. Здесь они представлены мелкозернистыми песками, в северной части — чаще всего гиттиями и торфяниками.

5. Современные отложения

На территории Северного Приладожья современные отложения представлены озерными, торфяно-болотными, эоловыми и элювиально-делювиальными образованиями.

Современные озерные отложения не занимают большой площади на территории Северного Приладожья, но почти каждое из озер окаймлено полосой галечников, валунных отложений или глинистых и болотных образований.

Уровень озер не остается постоянным из года в год, а на некоторых озерах наблюдаются и сезонные колебания. В засушливые годы непосредственно на поверхности береговой полосы можно наблюдать озерные отложения, формирующиеся в настоящее время. Обычно низменные прибрежные участки сложены илстыми осадками, нередко — заболочены. Ближе к урезу воды они становятся более влажными и переходят в заросшее камышами мелководье. Такого рода камышевые заросли, бухтообразно вдающиеся в сушу, характерны для восточного, низменного, побережья Ладожского озера (заливы Уксун-лахти и Импи-лахти). Здесь же широко развиты песчано-гравийно-галечные озерные отложения, образующие пляжи, береговые валы и дюны.

Классическим районом развития береговых валов является о. Мантсин-сари.

Литологический состав береговых валов зависит от условий их образования. По слагающему их материалу все валы могут быть разделены на песчаные, песчано-галечные, галечные и валунные. Однако резкой границы между этими подразделениями провести нельзя, так как один и тот же вал может состоять в одном месте из чистого песка, в другом — из песка с примесью гальки.

Валунные береговые образования не всегда имеют форму вала, но характер слагающего их материала не оставляет сомнения в том, что образовались они у древнего уреза воды: все береговые валы обычно древнее современных озерных отложений.

Петрографический состав озерных отложений зависит от материала, который подвергался действию вод озерного бассейна. Если перемывалась морена, то состав валунов, галечника или песка может быть очень разнообразным; если же озерные отложения образовались за счет разрушения коренных пород, слагающих берега данного бассейна, то береговые валы преимущественно состоят из этих пород.

В различных местах восточной части территории, особенно на о. Мантсин-сари, имеются береговые террасы высотой до 6 м над уровнем моря, ниже которых располагаются пляжи.

Северная и западная части побережья Ладожского озера почти всюду сложены коренными породами, и за сравнительно короткий промежуток времени, от Ладожской трансгрессии до наших дней, здесь не успело образоваться сколько-нибудь заметных береговых линий. В пониженных местах современные озерные отложения представляют собой ровные пространства, сложенные тонкозернистыми чистыми песками или супесями, например у о. Соролан-сари и г. Лахденпохья.

Значительное развитие озерных песков наблюдается к северу от г. Сортавала, на северном берегу оз. Янис-ярви и в ряде других мест.

Торфяно-болотные отложения

Особенно широкое развитие торфяно-болотных отложений наблюдается в восточной части Северного Приладожья, наименее заболочены прибрежная часть Ладожского озера и район развития конечных морен.

Занятая болотами площадь чаще всего представляет собой заболоченные леса.

В западной части Северного Приладожья и по всей территории вплоть до меридиана г. Питкяранта развиты заболоченные еловые и елово-лиственственные леса. Обычно это угнетенные леса, в которых видовой состав

деревьев представлен преимущественно елью и березой; местами древесная растительность сменяется ивовыми кустарниками или пушицей. Среди мхов преобладают белые мхи и «медвежий» мох. Много здесь ягодных полукустарничков (черника, голубика) растут также багульник и некоторые травы.

Восточная часть территории от г. Питкяранта до восточной границы занята в основном заболоченными сосновыми лесами, но местами встречаются и леса первого типа. Сосна обычно очень угнетенная, много кочек и полукустарничков; из мхов преобладают сфагновые.

Верховые безлесные болота развиваются обычно на сланцах. Они образуют ровную зыбкую поверхность, почти без кочек, с богатой травянистой растительностью из осоки и пушицы. К таким болотам относятся болота Лакка-суо и Риллинки-суо возле оз. Пялк-ярви и ряд более мелких болот в районе озер Янис-ярви и Суйстамон-ярви.

За счет разложения болотных растений образуются торфяно-болотные отложения, которые, в зависимости от специфики процесса разложения, могут быть выражены в виде двух разновидностей: ила и торфа. Мощность торфа колеблется от 2 до 5 м, но встречаются торфяники до 9—10 м мощности.

Большинство торфяников сравнительно молодого возраста. Начало их образования И. М. Покровская [15] относит к суббореальному периоду, и лишь небольшая часть из них может быть отнесена к концу или середине атлантического периода.

Аллювиальные отложения

Несмотря на значительное количество сравнительно крупных рек, разрезающих территорию Северного Приладожья, аллювиальные отложения здесь не достигают широкого распространения.

Это можно объяснить сравнительной молодостью гидрографической сети и тем обстоятельством, что в течение всего послеледникового времени Фенноскандия, а следовательно, и побережье Ладожского озера испытывают постоянный подъем, поэтому реки, врезаясь, непрерывно углубляются. Кратковременные трансгрессии несколько способствовали отложению аллювия, но значительного влияния оказать не могли, так как их существование определялось сравнительно небольшим промежутком времени.

Собственно аллювиальные отложения наблюдаются в самых руслах рек и на пойменных террасах. В основном они представлены осадками, которые разрезаются рекой. В тех местах, где река течет по озерным или флювиогляциальным пескам, аллювий песчаный, с галькой; в местах, где река врезается в ленточные глины, аллювиальные отложения глинистые; если же река пересекает коренные породы, то аллювий наблюдается только в русле и представлен крупными валунами и галькой.

Эоловые отложения

Эоловые отложения наблюдаются только у восточного побережья Ладожского озера, вдоль низких берегов небольших бухточек.

Ю. Айлио [21] указывает на наличие эоловых песков на о. Мантсинсари. Морфологически они представлены в виде дюн, бугристых образований или ровных пространств. Часть из них уже заросла, а часть перевеивается, особенно возле самого берега. Правильные дюнные гряды встречаются очень редко: чаще эоловые пески образуют небольшие, вытянутые холмики, без правильной ориентировки.

Подобного же рода образования В. В. Шарков [18] указывает на берегу бухты Корпилахти, к западу от залива Уксун-лахти, на северном конце залива Койриноян-лахти и в других местах.

Литологически золотые образования представлены хорошо отсортированными мелкими песками. Мощность золотых песков сильно колеблется. Местами дюнные холмы достигают высоты 7—10 и даже 14 м, в других же местах — до 1 м.

Элювиально-делювиальные образования

Послеледниковые элювиально-делювиальные отложения широко развиты на территории Северного Приладожья. Они образуются как за счет разрушения коренных пород, так и за счет смывания и сползания залегающей на склонах морены.

Процесс образования элювия наиболее легко идет на гранитах рапакиви, которые быстро растрескиваются и распадаются на составные части. Кроме того, сравнительно легко образуется элювий на слюдястых сланцах ладожской формации, а также на гранито-гнейсах.

Обычно элювиально-делювиальные отложения представлены либо тонким слоем остроугольных обломков на поверхности коренных пород, либо супесью или моренным песком со щебенкой — на склонах возвышенностей. В тех случаях, когда к склонам примыкает шлейф морены, делювиальный материал настолько перемещен с моренным, что отделить один от другого не представляется возможным.

Своеобразный делювий можно наблюдать к северу от оз. Янис-ярви. Рельеф здесь очень расчлененный и подножья возвышенностей буквально загромождены огромными остроугольными обломками самой разнообразной формы. Некоторые из глыб подвергаются процессам разрушения и в настоящее время, что доказывают сравнительно свежие разломы.

Геоморфологические особенности района

По классификации И. С. Щукина [20], рельеф Северного Приладожья в целом можно отнести к типу рельефа, образовавшегося в условиях сложной складчато-сбросовой структуры сильно метаморфизованного и кристаллического платформенного фундамента, выходящего непосредственно на поверхность.

На этот кристаллический фундамент наложился рельеф, образовавшийся благодаря абразионной и аккумулятивной деятельности ледника и поздние и послеледниковые бассейны.

В результате длительного периода денудации сложное складчатое кристаллическое основание превратилось в ту «почти равнину», которую мы наблюдаем в Фенноскандии в настоящее время.

Процесс образования пенеплена прерывался изостатическими и эвстатическими колебаниями и крупными тектоническими нарушениями.

Формирование поверхности рельефа коренных пород происходило как под влиянием разрывных дислокаций, так и вследствие неоднородного литологического состава пород, различно реагировавших на процессы денудации. По вопросу о том, какой из этих факторов играл преобладающую роль в создании современного рельефа, существуют весьма разноречивые мнения.

Ряд исследователей (И. Седерхольм, 1910 г.; Ю. Лейвиске, 1934 г. и др.), не отрицая некоторого значения литологии коренных пород в образовании современного рельефа, указывают на ее подчиненную роль по сравнению со сбросами и ледниковой эрозией. Другие высказывают противоположное мнение. Так, В. В. Шарков [18], признавая влияние сбросовых дислокаций, которые нередко могут иметь определяющее значение, например при образовании таких крупных впадин, как Ладожское и Онежское озера, или подъемов целых горстовых областей, все же в пределах этих крупных разломов ведущую роль оставляет за литологией коренных пород и геологической структурой, понимая под последней

основные формы складчатого типа создавшиеся в результате горообразовательных процессов. Разломы и сбросы внутри этих районов сказались в определении деталей рельефа, но не нарушили основное расположение уже существовавших геологических структур.

Наблюдения над рельефом Северного Приладожья убеждают в правильности взглядов Шаркова: как правило, формы рельефа здесь вытянуты согласно с простиранием коренных пород. Особенно это заметно в области распространения ладожских сланцев и там, где сланцы как бы обтекают массивы архея. В последнем случае расположение форм зависит как от литологии, так и от геологической структуры.

На породах различного литологического состава развиты различные типы рельефа. Так, на ставролитовых и кварцево-биотитовых сланцах образуются невысокие узкие гряды, тогда как на роговообманковых сланцах, более устойчивых к процессам денудации, возникают массивные сравнительно высокие хребты.

Геологическая структура нередко непосредственно отражается в рельефе, а кроме того, она обуславливает выход на поверхность той или иной литологической разновидности, что при воздействии последующих процессов также сказывается на формировании рельефа.

Приведем несколько примеров зависимости рельефа коренных пород от геологической структуры и литологии.

Наиболее легко разрушающейся породой являются известняки, которые в условиях влажного климата легко растворяются; затем сланцы ладожской свиты, различные виды гнейсов, из которых слюдистые разрушаются быстрее, чем мигматизированные, далее гнейсо-граниты, граниты и, наконец, кварциты. Из гранитов легче всего разрушаются порфировые. Разнозернистые граниты более устойчивы к действию агентов денудации, причем устойчивость возрастает обратно пропорционально величине зерен.

Известняки в нашем районе имеют весьма ограниченное распространение и в рельефообразовании роли почти не играют.

После известняков легче всего разрушаются сланцы ладожской свиты. Они легко распадаются по сланцеватости, особенно в тех случаях, когда слюда представлена в виде крупных пластинок. Поэтому на слюдистых сланцах создается мелкогрядовый рельеф с колебанием относительных высот от 10 до 20 м. Исключение составляет нижний горизонт ладожской свиты, представленный роговообманковыми сланцами с прослоями кварцита и карбонатных пород. Вследствие своей мелкозернистости и незначительного содержания слюды эти сланцы более устойчивы к выветриванию и образуют длинные высокие гряды, как хребет Варанмяки, возвышенности, расположенные к северо-западу от Харлу, и гряды к северу от Сортавала.

Из интрузивных постладожских пород легче всего поддаются разрушению самые молодые — граниты рапакиви, благодаря своему порфировидному строению и крупнозернистости, а также вследствие того, что вся площадь выходов рапакиви разбита первичными трещинами. Так как рапакиви имеют однородный состав и строение, агенты денудации действуют всюду одинаково, и образуется довольно выровненная слабо холмистая равнина. Формы рельефа расположены без какой-либо ориентации и порядка, и в их очертаниях нельзя подметить определенной закономерности, что объясняется отсутствием в рапакиви огнейсованности или других признаков линейной структуры. Для области развития гранитов рапакиви характерно широкое распространение делювиальных отложений, что также объясняется легкой разрушимостью этих пород.

В области развития биотитовых гнейсов, к западу от меридиана г. Сортавала, рельеф определяется как геологической структурой, так и литологическим составом. Ближе к побережью, в районе острова Хепосалон-сари и Путсари, где биотитовые гнейсы интцированы грани-

тами, возвышенности имеют куполовидный спокойный характер; на север к р. Китен-йоки и на запад к г. Лахденпохья гранитизация выражена меньше, и в рельефе преобладают гряды, ориентированные согласно с простиранием коренных пород.

Массив пегматоидных гранитов, расположенный к северо-западу от оз. Вахва-ярви, резко возвышается над окружающими ладожскими сланцами. Выдающееся положение интрузии гранитов обусловлено геологической структурой, а специфический внешний облик форм, развитых на гранитах и на сланцах, является следствием различия их литологического состава и текстуры.

Архейские породы, представленные на исследованной территории в основном гнейсо-гранитами, гранитами и гнейсами, устойчивее по отношению к выветриванию, чем породы более молодого возраста, поэтому рельеф участков, сложенных археем, также несколько приподнят над окружающей местностью. Но так как составляющие архейский комплекс породы все же различно реагируют на действие внешних агентов, то внутри комплекса наблюдается резко расчлененный рельеф, формы которого имеют концентрическое расположение, совпадающее с направлением его структурных элементов.

Наглядным примером зависимости рельефа от геологической структуры и литологического состава является участок между оз. Суйстамон-ярви и Импилахти: здесь сложенный гранитами массив окружен со всех сторон ладожскими сланцами. Дуга роговообманковых сланцев, огибающая граниты с востока, образует хребет Варан-мяки, имеющий местами до 70 м относительной высоты. Хребет не представляет единого целого, а разбивается на параллельные гряды, между которыми располагаются долинообразные понижения. Простирающиеся восточнее хребта слюдистые сланцы и филлиты как более легко поддающиеся выветриванию образуют относительно сглаженный рельеф, но так как слюдистая свита состоит из различных литологических компонентов, которые по-разному реагируют на выветривание, то и здесь мы видим гряды, разделенные депрессиями, ориентированные согласно простираению коренных пород.

Примером прямой зависимости рельефа от тектоники является котловина в районе пос. Кителя. С севера и юга она ограничена массивами архейских пород, к которым примыкают роговообманковые сланцы. Самая низкая часть котловины приурочена к области слюдистых сланцев. Форма котловины полностью повторяет геологическую структуру. Она является синклинальным погружением, резко отразившимся в рельефе, чему немало способствовал литологический состав слагающих котловину пород: склоны котловины сложены устойчивыми к выветриванию архейскими гранитами и роговообманковыми сланцами, а дно — легко разрушающимися слюдистыми сланцами.

Из всех этих примеров видно, какое большое значение в создании современных форм рельефа имели складчатые структуры и литологический состав коренных пород.

Немалое влияние на рельеф Северного Приладожья оказали и дизъюнктивные дислокации. Важным фактором в образовании рельефа является направление трещин: если оно совпадает с простираем элементов структур, то могут образоваться длинные гряды, вытянутые в том же направлении; если же складчатые структуры пересекаются разломами, то образуются прерывистые, короткие хребтики.

В районе Северного Приладожья преобладают разломы, ориентированные согласно структуре пород, т. е. протягивающиеся с севера на юг или с ССЗ на ЮЮВ. Трещины, направленные с ЗЮЗ на ВСВ, менее развиты, и их роль в образовании рельефа не так значительна. Это направление перпендикулярно простираению пород, и следующие ему трещины расчленяют хребты на отдельные небольшие гряды.

В образовании более мелких форм рельефа значительную роль играют более древние трещины, заполненные жильными породами. Если жильные породы более крупнозернистые, чем вмещающие, то они разрушаются быстрее и на их месте образуются расщелины, имеющие различную ширину в зависимости от мощности жил. Такого рода расщелины можно наблюдать на островах и побережье Ладожского озера в районе г. Лахденпохья, а также на островах к юго-западу от г. Питкяранта.

Для выяснения истории развития рельефа Северного Приладожья немалое значение имеет установление возраста трещин.

Судя по тому что многочисленные жильные образования прорезают архейские и протерозойские породы, можно заключить, что разломы еще в докембрийское время играли немаловажную роль. Они подготовили благоприятные условия для последующего действия избирательной эрозии и тем самым обусловили большое разнообразие современного рельефа.

Однако на формирование последнего более значительное влияние оказали трещины и разломы, возникшие позднее.

В работе И. Кайкко [26] приводятся мнения различных исследователей по вопросу о возрасте трещин и разломов. Так, по мнению И. Седерхольма, большая часть трещин в Фенноскандии произошла в третичное время. В. Рамсей считает, что большинство сбросов в Финляндии относится ко времени каледонской складчатости, т. е. к концу силурийского, началу девонского периодов, а северная часть Ладожского бассейна была образована в доледниковое время в результате большого сброса.

Ю. Лейвиске высказывает мысль, что образование сбросов и трещин происходило в различные геологические периоды, так что возраст их может быть различен. В ледниковое время наряду с разломами, возникшими вследствие движений земной коры, могли появиться и трещины, обязанные своим происхождением давлению материкового льда.

Наконец, И. Розберг и Е. Хииппе указывают на наличие сбросов в Уусимаа и на Карельском перешейке, происходивших в послеледниковое время.

Область Северного Приладожья, как и вся Фенноскандия, подвергается современным дизъюнктивным дислокациям, правда, не столь интенсивным, как более древние. В частности, Б. Ф. Земляков, В. В. Шарков и Ю. Лейвиске указывают на сбросы, разорвавшие бараньи лбы и курчавые скалы.

И. В. Молчанов [6] пишет об образовании новых глубин в Ладожском озере весной 1924 г.

К. А. Шуркин в районе д. Мурсула наблюдал целую серию широтных трещин, разорвавших ледниковые шрамы; причем образовавшиеся при этом блоки имеют острые края. Это обстоятельство свидетельствует о послеледниковом их возрасте.

О тектонических процессах и часто повторяющихся «подземных гулах» и ударах неоднократно сообщалось в литературе в период с 1923 по 1935 г.

Из этой краткой сводки о возрасте дизъюнктивных дислокаций в Фенноскандии видно, что образование трещин и разломов происходило в течение всей геологической истории страны и продолжается в настоящее время. Результаты этого непрерывного процесса не могли не сказаться на рельефе. Поэтому нельзя отрицать влияние тектонических подвижек на образование рельефа коренных пород, но в то же время резко выраженная зависимость рельефа от литологии и пликтивных структур заставляет предположить, что первостепенное значение имеют последние.

На основании всего вышесказанного мы приходим к выводу, что решающим фактором в образовании рельефа коренных пород являются пликтивные структуры, создавшие основные формы рельефа. Более детальное расчленение их происходило под влиянием избирательной дену-

дации, направление которой обуславливалось как литологическим составом коренных пород, так и наличием трещин и разломов.

Следующим фактором, оказавшим значительное влияние на дочетвертичные формы рельефа, явилось оледенение, которое придало современному облику рельефа резко выраженный ледниковый характер.

Более значительное влияние ледника сказывалось в тех местах, где край его задерживался продолжительное время и затем перемещался, как в районе конечных морен Сальпауссельке I. Здесь он отложил значительное количество аккумулятивных образований и толщи зандровых песков, скрывшие под собой рельеф коренных пород.

Пути распространения флювиогляциальных потоков также отмечены значительными скоплениями песчано-гравийно-галечного материала. К этим местам приурочены озы и дельтовые выносы ледниковых потоков, морфологически выраженные либо в виде плоских холмов, либо в виде небольших песчаных равнин.

Деятельность более поздних агентов проявилась в основном на побережье Ладожского озера. Здесь, под влиянием позднеледниковых и послеледниковых бассейнов образовались террасовые уступы, береговые валы и дюны.

Вследствие непрерывно продолжающегося поднятия Фенноскандии деятельность рек сказалась главным образом в глубинной эрозии. Реки не имеют выработанного профиля и характеризуются наличием большого количества порогов.

За счет послеледниковой зарастания озерных котловин и заболачивания равнинных пространств возникли обширные болотные массивы.

В результате всех этих процессов образовался довольно сложный рельеф, для более детального рассмотрения которого целесообразно разделить территорию Северного Приладожья на несколько геоморфологических районов.

На основании генезиса всю совокупность форм рельефа Северного Приладожья можно разделить, таким образом, на три группы:

1. Структурно-денудационно-тектонические формы.
2. Ледниковые экзарационные и аккумулятивные формы.
3. Озерно-морские абразионные и аккумулятивные формы.

Структурно-денудационно-тектонические формы

К структурно-денудационно-тектоническим формам относятся такие формы рельефа, которые возникли из кристаллического основания, сложенного породами, в разной степени противостоящими агентам разрушения и выветривания.

Главную роль в создании форм этого типа играли пликативные дислокации, после которых действовали разломы и процессы денудации, в результате чего сложное складчатое метаморфизованное кристаллическое основание было расчленено на более мелкие формы.

К собственно структурно-тектоническим формам относятся положительные и отрицательные формы рельефа коренных пород. Так как на большей части территории Северного Приладожья покров четвертичных районов и, следовательно, структурно-денудационно-тектонические формы преобладают над всеми другими.

В зависимости от литологического состава и геологической структуры докембрийских образований, денудационные процессы оказывали неодинаковое воздействие на различные комплексы коренных пород, в результате чего возникли различные морфологические группировки структурно-денудационно-тектонических форм рельефа.

Из них можно выделить следующие:

а) Денудационные равнины, развитые преимущественно на гранитах рапакиви.

б) Мелкогрядовый селективный рельеф на сланцах ладожской формации.

в) Грядово-холмистый рельеф на гранитах, инъекционных гнейсах и мигматитах.

г) Крупногрядовой рельеф на архейских гранито-гнейсах и роговообманковых сланцах ладожской свиты.

д) Фиордообразные заливы и острова типа шхер Ладожского побережья.

Внутри каждого из этих подразделений имеются отклонения, но перво-степенное значение имеют формы, обладающие теми морфологическими признаками, на основании которых они объединяются в общую морфологическую группировку.

Денудационные равнины, развитые преимущественно на гранитах рапакиви

Этот тип рельефа развит к востоку от меридиана г. Питкяранта. Слагающие эту местность граниты рапакиви легко разрушаются.

Но процессы физического и химического выветривания действуют на всю площадь развития рапакиви одинаково, и вследствие одного лишь выветривания не мог бы создаться тот волнистый рельеф, который мы наблюдаем в настоящее время в области развития этих гранитов. Последний возник, вероятно, благодаря тому, что вся масса гранитов рапакиви разбита первичными трещинами, которые были углублены и расширены процессами денудации, в результате чего и образовалась слабо-холмистая равнинная поверхность, характерная для мест, сложенных рапакиви.

Холмы имеют разнообразную форму, но преобладают округлые, с плоскими вершинами. Морена в этой области залегает плащеобразно, слегка нивелируя первоначальный рельеф коренных пород. Колебания относительных высот 20—30 м. Склоны холмов крутые в том случае, если коренные породы обнажены, если же последние перекрыты мореной, склоны более пологие, мягкие. Расположение понижений и возвышенностей беспорядочное, без наличия какой-либо определенной ориентировки. Отрицательные формы рельефа заболочены или заняты водами озер.

Мелкогрядовый селективный рельеф на сланцах ладожской формации

Характерной особенностью этой морфологической группы является совпадение преобладающего направления длинных осей форм рельефа с простиранием коренных пород. Это обстоятельство объясняется тем, что мелкогрядовый рельеф образовался здесь в результате селективной денудации, так как сланцы, входящие в состав ладожской формации, по-разному реагируют на действие внешних агентов.

Здесь почти нет округлых форм, а преобладают узкие, невысокие (до 20—40 м относительной высоты) гряды, разделенные узкими же понижениями. Реки и ручейки текут в том же направлении, в котором тянутся формы рельефа.

Крупногрядовый рельеф на архейских гранито-гнейсах и роговообманковых сланцах ладожской формации

Как для области рельефа, развитого на сланцах ладожской формации, так и для крупных гряд, образовавшихся на архейских гранито-гнейсах, характерна направленность всех форм рельефа согласно простиранию пород. Сами же формы в настоящем случае более крупные. Сюда относятся высокие гряды, расположенные севернее залива Кирыва-лахти, абсолютная высота которых достигает 160—180 м.

Большие размеры положительных форм рельефа этой области объясняются большей устойчивостью к выветриванию гранито-гнейсов и роговообманковых сланцев. Слюдистые сланцы, слагающие предыдущую область, легче поддаются разрушению и скоро нивелируются. Поэтому комплекс форм рельефа, возникший на гранито-гнейсах и роговообманковых сланцах, возвышается над окружающей местностью и легко различается от соседних районов.

Покров четвертичных отложений на возвышенностях нередко отсутствует, тогда как в понижениях залегает более мощным слоем.

Грядово-холмистый рельеф на гранитах, инъекционных гнейсах и мигматитах

Как показывает само название района, характерными формами рельефа здесь являются гряды и холмы. Расположение тех и других довольно беспорядочное. В общем можно установить следующую закономерность: в южной и юго-западной части этого геоморфологического района преобладают возвышенности куполовидной формы, нередко вытянутые и имеющие вид массивных гряд. С продвижением на север и северо-восток в рельефе начинают преобладать гряды, причем некоторые из них довольно узкие и невысокие.

Такое разнообразие форм рельефа объясняется пестротой литологического состава коренных пород, слагающих эту область. Южная и юго-западная части сложены биотитовыми гнейсами, прорванными массивами более молодых гранитов. Следствием вторжения гранитных масс явилось некоторое нарушение ладожской свиты, большая трещиноватость всей массы коренных пород и большая устойчивость гранитизированных гнейсов по сравнению с гнейсами, не подвергающимися гранитизации. Поэтому в юго-западной и южной частях района процессы денудации действовали на неоднородное по литологическому составу основание. Под влиянием гранитизации линейная структура гнейсов утратила свой ярко выраженный характер, что наряду с включением гранитных массивов и трещиноватостью породы привело к образованию округлых беспорядочно расположенных форм рельефа с значительными колебаниями относительных высот.

К северо-востоку гранитизация уменьшается, но и здесь на формах рельефа сказывается не только литологический состав, а также и геологическая структура. Последняя обуславливает наличие обширных понижений и высоких мощных гряд. Расчленение гряд на более мелкие формы произошло как под влиянием разломов, так и вследствие селективной денудации. Огнейсованность выражена в этой части района более резко, поэтому обнажения имеют полосчатый характер, причем направление полосчатости совпадает с направлением простираня пород.

Фиордообразные заливы и острова типа шхер

По мнению Седерхольма, котловина Ладожского озера является большим грабеном, образовавшимся в третичное время. Сходные взгляды высказывались и В. М. Тимофеевым [18].

Длинные и узкие заливы северного побережья Ладожского озера возникли в результате тектонических процессов, обусловивших образование Ладожского грабена. Селективная эрозия отпрепарировала и изменила первоначальную форму разломов, увеличив и расширив их, а последующее оледенение придало им ледниковый характер. В результате были выработаны фиордообразные заливы с крутыми, оглаженными стенами, которые можно наблюдать на побережье Ладожского озера от острова Соролан-сари до г. Кителя.

Кроме глубоких заливов, разделенных узкими и длинными полуостровами, северное побережье Ладожского озера характеризуется наличием

большого количества островов, образующих местами целые архипелаги. Такое количество островов в северной части озера и полное их отсутствие в южной объясняется тем, что вследствие последленикового поднятия Фенноскандии Ладожское озеро испытывает перекося, и северное побережье поднимается быстрее. Из-под уровня воды выходят все новые участки суши, а так как дно озера в северной части отличается чрезвычайной неровностью, то и расположение островов и их форма имеют крайне разнообразный характер.

Ледниковые экзарационные и аккумулятивные формы

Ледниковые экзарационные формы

В области Северного Приладожья наиболее распространенными формами ледниковой экзарации являются бараньи лбы, курчавые скалы и ледниковые шрамы и штриховка. Кроме того, оледенение расширило и углубило котловины в тех местах, где простираение их совпадает с направлением движения льда, и придало заливам Ладожского озера фиордообразный характер, но не создало форм, обязанных своим происхождением только ледниковой экзарации. Поэтому типы ледниково-экзарационных форм можно выделить генетически, но нельзя показать на карте их территориальное распространение. Всюду они приурочены к структурно-тектоническим формам, обуславливая специфический характер последних и подчеркивая ледниковый облик рельефа.

Наиболее ярко моделирующая работа ледника проявляется на побережье Ладожского озера, которое почти совсем свободно от четвертичного покрова. Здесь находятся прекрасно выраженные бараньи лбы. Скалистые острова, в изобилии выходящие из-под уровня воды вдоль побережья, представляют собой ландшафт курчавых скал. Сама береговая линия представлена скалистыми утесами с плавными, гладкими очертаниями.

Кроме оглаживающей работы ледника здесь сказалась также и выпихивающая его работа. Узкие, глубоко вдающиеся в сушу заливы Ладожского озера несут на себе следы ледникового выпихивания, придавшего им фиордообразный вид. На оглаженных скалах и бараньих лбах отчетливо выделяются ледниковые шрамы и штриховка.

Далее на север покров четвертичных отложений становится более мощным, и экзарационная деятельность ледника выражена не так ясно. Но все же там, где коренные породы обнажены, мы наблюдаем те же явления, что и на побережье.

Ледниковые и водно-ледниковые аккумулятивные формы

Таяние ледника не происходило непрерывно; периоды замедления и прекращения этого процесса ознаменовались скоплениями мощных ледниковых отложений. Осцилляционные подвижки края ледника также оставили свои следы в виде моренных или флювиогляциальных песчано-гравийно-галечных аккумуляций.

На основании морфологических признаков можно выделить следующие ледниково-аккумулятивные формы: конечные морены, озы, камы, зандровые и моренные равнины и флювиогляциальные дельты. Различные сочетания этих форм, обусловленные способом их образования, создают отдельные комплексы ледниково-аккумулятивных форм рельефа.

Конечные морены

Область конечно-моренных образований развита вдоль северо-западной границы района. От пос. Силопохья на юге до оз. Пялк-ярви на севере тянется полоса краевого холмисто-моренного рельефа, являю-

щаяся северо-восточным продолжением финской конечной морены Сальпауссельке I.

На территории Финляндии конечные морены отступления Сальпауссельке I и Сальпауссельке II изучены очень детально. Так, еще в 1875 г. Уиик заметил разницу в отложениях северной и южной сторон Сальпауссельке I и высказал мысль, что это, повидимому, конечно-моренные образования, хотя они и носят песчаный характер флювиогляциальных отложений.

И. Седерхольм (1889 г.) называет Сальпауссельке маргинальными моренами, которые отложились у края ледника в стоячей воде приледникового бассейна. Перемещения материала не происходило, о чем говорит отсутствие окатанности в валунном материале, а вся ледниковая полоса аккумулятивных образований была отложена одновременно. Такого же мнения придерживается и Б. Фростерус (1889—1890 гг.). Он пишет: «Маргинальная морена Сальпауссельке является сложным образованием, отложившимся в воде вдоль южного края материкового льда».

Х. Бергхелль [30] отмечает, что эта гряда состоит из несогласно залегающих слоев песка и гравия с окатанными валунами. Вершина и северный склон перекрыты мореной, что указывает на осцилляцию ледникового края.

По Де-Гееру [31], конечно-моренные образования нередко являются дельтами ледниковых потоков, которые образовались в период длительной остановки ледника. При соединении нескольких таких дельт возникает маргинальная терраса, которая хотя и состоит из окатанного речного гравия, но является тем не менее конечной мореной. Сальпауссельке является конечной мореной такого типа.

Ю. Лейвиске [32] в противоположность Де-Гееру совершенно отвергает дельтовую теорию и утверждает, что хотя Сальпауссельке и образовалась у края материкового льда в период его длительной остановки, но подледниковые реки никакой роли в ее образовании не играли. Несомый льдом материал, попадая в воду, образовавшуюся от таяния льда, отлагался слоями, причем более мелкие частицы уносились ледниковыми водами дальше, а более крупные отлагались на месте. Окатанность гравия, как утверждает Лейвиске, есть результат действия самого льда и мелких ручьев и речек, в изобилии текущих у края ледника. Слоистые ледниковые отложения потом были покрыты водами приледникового бассейна: боковые течения и прибой разбросали материал вдоль края ледника и несколько округлили обломки.

Ю. Лейвиске утверждает, что конечная морена Сальпауссельке I, так же как и озы, состоит из внутренней ледниковой морены, и если мы называем ее «краевой мореной», то в равной степени озы могут быть названы «продольными моренами». Озы также образуются из внутренней морены, постепенно накапливающейся внутри ледника, и их положение определяется положением края ледника или направлением текущих у его края ледниковых потоков.

М. Саурамо [33] придерживается взглядов Де-Геера. Он считает, что как радиальные, так и маргинальные озы являются дельтовыми образованиями, отложенными возле края ледника в приледниковом бассейне. В условиях длительной остановки ледника озовые отложения располагались рядами, и возникали маргинальные или краевые озы. Когда край ледника отодвигался, вслед за ним перемещались устья ледниковых потоков, в этих случаях откладывались продольные или радиальные озы. Если же край ледника долгое время оставался постоянным, дельты соединялись вместе, и образовывались маргинальные озы.

Таким образом, все исследователи соглашались, что гряды Сальпауссельке образовались у края ледника в период его длительной остановки. Относительно же процесса образования этих гряд мнения разделились:

одни считают, что это цепь маргинальных дельт, другие утверждают, что это маргинальная морена.

На исследованной территории мы наблюдали крайнее северо-восточное продолжение внешней зоны Сальпауссельке. Если в своей юго-западной части Сальпауссельке имеет дельтообразную форму, то та часть ее, которую мы наблюдали в области Северного Приладожья, ничем не походит на дельтовое образование. Здесь уже нет единой гряды, а весь конечно-моренный комплекс включает в себя следующие ледниково-аккумулятивные формы: озы, преимущественно маргинальные, моренные холмы, моренные и песчано-гравийно-галечные гряды и флювиогляциальные дельты (рис. 9). В расположении этих форм не наблюдается никакой



Рис. 9. Конечноморенные образования у озера Пюхя-ярви

закономерности: нередко одни формы налегают на другие или встречаются в тесном контакте друг с другом.

Совершенно очевидно, что вся совокупность форм является краевым образованием, но о дельтовом происхождении этих форм не может быть и речи. Ни по форме, ни по внутреннему строению эта часть южной Сальпауссельке не похожа на дельту.

Процесс образования конечно-моренного комплекса, развитого в районе Северного Приладожья, рисуется нам в следующем виде: нагромождение ледникового материала происходило на суше, но в условиях сильного обводнения. Возможно, талые воды образовали у края ледника мелководный бассейн, глубина которого, однако, была недостаточна для отложения ленточных осадков. Моренный материал сгружался беспорядочно, иногда перемывался ледниковыми водами, и тогда отложения приобретали слоистость; в тех же случаях когда перемывания не происходило, несортированный материал слагал моренные холмы и гряды.

Край ледника не оставался на одном месте, а передвигался то в одну, то в другую сторону, в результате чего могли возникнуть образования напорного характера. В трещинах льда скоплялись перебитые песчано-галечные отложения, которые после таяния льда отложились в виде озов. В то же время ледниковые потоки текли от ледника, заполняя своими осадками промежутки между глыбами льда и скоплениями морены. Выходя за пределы краевой зоны ледника потоки местами сгружали свои осадки в мелководные локальные бассейны.

За последнее время все большим признанием пользуется теория «отмирания» льда. По этой теории при отступании ледника край его не сохранялся в виде непрерывной линии, а распадался на отдельные глыбы мертвого льда. С этим неподвижно таявшим льдом и связана большая часть ледниковых форм.

Не исключена возможность, что в период задержки ледника в районе Сальпауссельке I край его растрескивался и в теле образовавшихся глыб мертвого льда сформировались озы трещинного типа. За счет вытаявания более мелких мертвых глыб образовались котловины и понижения, а углубления внутри льда были заполнены мореной и флювиогляциальными отложениями, которые и создали холмы. Этот процесс также

сказался на формировании чрезвычайно неровного рельефа, который наблюдается в области развития конечно-моренного пояса Сальпауссельке I.

Озы

Озы развиты на территории Северного Приладожья в тех местах, которые служили путями распространения ледниковых потоков, а также в области развития конечных морен.

Вопрос об образовании озов пока еще остается спорным. Все исследователи соглашались, что озы являются продуктом деятельности ледниковых потоков, но способ их образования и обстановка, в которой происходило формирование озовых гряд, различными авторами трактуется неодинаково.

Одни считают, что эти гряды возникли в подледниковых каналах, где вследствие сильного гидростатического давления вода могла не только стекать вниз по склону, но даже подниматься вверх. Там, где течение было сравнительно спокойным, материал отлагался, постепенно заполняя пространство канала. После стаивания льда на поверхность выступила полоса флювиогляциальных отложений, в точности повторяющая все извилины и неровности русла подледниковой реки (Ф. Нансен, Штрэндмарк, Де-Геер [31]. Де-Геер, однако, добавляет, что озы образовались в приустьевой части канала, где ослабевало давление, течение становилось медленнее и материал сгужался сразу по выходе потока из-под льда, образуя дельту. Если в это время край ледника медленно отодвигался, то дельты следовали одна за другой, и вырастала извилистая, часто прерывающаяся гряда с ясно выраженными озowymi центрами. Последние могли образоваться за счет скопления большого количества флювиогляциального материала при задержках или остановках ледника.

Другая группа исследователей во главе с Филиппом выдвигает теорию внутриледникового формирования озов. По этой теории материал сначала отлагался во внутриледниковых каналах, а в процессе таяния ледника постепенно опускался на землю. Отложение же материала происходило только тогда, когда канал пересекался трещиной, так как именно в этом случае ослабевало давление, под которым текла вода, течение замедлялось и появлялась возможность отложения.

Наконец, В. Таннер [28] считает, что озы отлагались потоками в трещинах неподвижного льда, а положение ледникового туннеля не играло большой роли.

В результате многолетних наблюдений И. М. Покровская [13] составила следующую классификацию озов, встречающихся на территории Южной Карелии:

А. Озы, образованные в зоне активного льда:

1. Озы приледниковых дельт.

2. Озы трещинные, образованные внутриледниковыми и подледниковыми потоками.

Б. Озы, образованные в районах скопления мертвого льда.

В. Озы маргинальные, образованные на границе активного льда, маркирующие край ледника в период остановки.

Выделением столько же генетических типов карельских озов И. М. Покровская ясно показывает, что в вопросе происхождения озовых гряд неверно придергиваться какой-либо одной теории, что «... нельзя рассматривать оз как вполне самостоятельную форму, а всегда следует иметь в виду всю совокупность песчано-гравельных образований водноледникового происхождения, которые в зависимости от генетических условий приобретают те или иные формы» (К. К. Марков).

Наши наблюдения в Северном Приладожье позволяют выделить там две полосы распространения озов: первую вдоль западной границы, от оз. Пайк-ярви на юге до г. Вяртсиля на севере, и вторую от юго-восточ-

ного берега оз. Янис-ярви до г. Питкяранта. На центральной части территории озов, как и других флювиогляциальных образований, нет совсем.

Форма озов чрезвычайно разнообразна: в области развития конечно-моренных образований преобладают короткие, но мощные озы, преимущественно маргинальные, нередко сросшиеся или идущие параллельно один другому; в других частях территории наблюдаются чаще всего длинные узкие гряды, прямые или извилистые, с озовыми центрами или без последних — радиальные озы.

Преобладающим направлением озовых гряд является СЗ 30—345°, но нередко отклонения. Иногда один и тот же оз несколько раз меняет свое направление. В некоторых местах можно видеть, что направление озовых гряд соответствует простиранию форм рельефа коренных пород. Из этого можно сделать вывод, что в последние стадии существования ледника движение его зависело от рельефа коренного ложа.

В плане озы имеют извилистую форму, слегка напоминающую речные меандры. Поверхность оза волнистая, повышается в местах наибольшего скопления валунов (озовые центры) и понижается в местах, сложенных песчано-галечным материалом.

На основании рассмотрения морфометрии и внутреннего строения озов можно предположить, что часть из них образовалась в подледниковых или внутриледниковых туннелях. Это касается длинных извилистых озов с хорошо выраженными озовыми центрами, например оз, тянувшийся от пос. Куккалампи на северо-запад. Озы, развитые в пределах конечно-моренных образований, широкие и короткие, должны были быть отложены в трещинах неподвижных ледяных глыб. Слагающий озы материал не имеет такой ясной диагональной слоистости, как у озов дельтового типа, и на поверхности первых нередко наблюдается моренная покрывка.

Камы

За последнее время все большее распространение приобретает теория об образовании камов внутри мертвого льда в результате заполнения котловин в теле ледника и промежутков между отдельными ледяными глыбами.

К. К. Марков [9], исследовавший ленинградские камы, считает, что теория внутриледникового образования камов настолько хорошо объясняет их происхождение, что не требует особых дополнений.

И. М. Покровская [14], на основании изучения сямозерских камов в Южной Карелии, придерживается сходных взглядов и называет камы «формами вытаивания из мертвого льда».

Причину образования участков мертвого льда Марков усматривает в неровности доледникового рельефа коренных пород. Он считает, что «отступление» ледника шло двумя путями: 1) отступление активного ледникового фронта, когда таяние льда было интенсивнее его наступательного движения, и 2) таяние глыб неподвижного льда, иногда еще связанных с основной ледниковой массой, а иногда и лишенных этой связи.

Преобладание того или иного из этих процессов зависело от рельефа местности, в которой располагалась периферическая зона ледника.

В понижениях, открытых к центру оледенения, таяние происходило первым путем, причем сохранялся активный край ледника. В понижениях же, замкнутых со стороны центра оледенения, и там, где рельеф препятствовал поступательному движению льда, возникали участки мертвого льда. Характерной особенностью зоны мертвого льда является наличие обширных областей холмистого поддонно-моренного ландшафта, возникшего во внутриледниковых проталинах.

На территории Северного Приладожья нет типичных камов, но можно выделить один небольшой участок развития камообразных форм. К западу от пос. Воннисенмяки через болото Сури-суо тянется большой

оз, южный и северный концы которого представляют типичную гряды, а центральная часть расплывается и осложняется группой песчано-галечных холмов. Эти куполовидные холмы, разделенные воронкообразными понижениями, разбросаны беспорядочно. Понижения заняты озерами, зарастающими и превращающимися в болота. Поверхность холмов, песчаная и сухая, также несет на себе следы более мелких округлых понижений. Весь комплекс камовых холмов окружен низкой, заболоченной равниной, в свою очередь окаймленной возвышенностями коренных пород или аккумулятивными образованиями ледника.

На основании внешних форм и внутреннего строения эти холмы можно отнести к камам и процесс их образования представить в следующем виде: в период таяния ледника от него отделялись глыбы, превращающиеся в мертвый лед и медленно тающие. Одна из таких глыб осталась на месте болота Сури-суо. Трещины и котловины этой глыбы были заполнены моренным и флювиогляциальным материалом. В некоторых котловинах возникли озера. Осадки, отлагавшиеся в этих озерах, приобрели слоистый характер. После стаивания льда получился обращенный рельеф: на месте котловин остались холмы, а на месте трещин — гряды. Окраинная часть массы мертвого льда покрылась тонким покровом морены и таяла медленно. В результате на том месте, где раньше был этот неподвижный участок льда, образовалась низменная, заболоченная равнина.

Зандровые равнины

Типичная зандровая равнина развита в северо-западной части Северного Приладожья, к северу от оз. Янис-ярви. С юго-запада она ограничена вытянутым заливом оз. Янис-ярви и р. Янис-йоки, с запада — крупногрядовым рельефом коренных пород. Западнее р. Янис-йоки зандровая равнина незаметно переходит в моренную равнину, на площади развития которой в виде отдельных пятен встречаются зандровые пески.

Южнее оз. Кангас-ярви и приблизительно до пос. Янникяниеми снова простирается песчаная равнина, поверхность которой осложнена небольшими холмами, углублениями и местами — выходами коренных пород.

Равнины типа зандровых встречаются в восточной части Приладожья к северо-востоку от пос. Кителя и в районе д. Мюллюкюля. Но здесь нет таких идеальных зандровых равнин, как возле оз. Янис-ярви.

Моренные равнины

Моренная равнина протягивается на исследованной территории от г. Вяртсиля на севере до ст. Маткаселька на юге. Большая часть поверхности равнины заболочена, в других местах равнинность нарушается выходами коренных пород или аккумулятивными формами песчано-гравийно-галечных отложений.

Образование моренной равнины, не перекрытой более поздними отложениями, в данном случае объясняется, вероятно, тем, что коренные породы под моренной равниной находятся гипсометрически выше, чем под зандровыми песками, располагающимися севернее, и ледниковые реки, отложившие зандровые пески, почти не проникали на эту возвышенную часть рельефа коренных пород, вследствие чего морена осталась неперекрытой, и только в некоторых, более пониженных местах она перекрыта флювиогляциальными песками.

Флювиогляциальные дельты

На территории Северного Приладожья нет хорошо выраженных в рельефе дельт, но часто флювиогляциальные отложения слагают такие формы рельефа, которые нельзя отнести ни к одному из описанных выше типов. Это большей частью холмы и широкие короткие гряды,

сложенные косослоистым флювиогляциальным материалом, что и позволяет нам отнести их к дельтам. Иногда этот материал примыкает к склонам возвышенностей коренных пород в виде шлейфов или заполняет понижения и образует равнины.

В местах наибольшего развития флювиогляциальных дельтовых отложений создается грядово-холмистый рельеф. Здесь же большим распространением пользуются озы. В западной части исследованной территории рельеф такого типа развит в окрестностях дер. Куренранта, вокруг оз. Пайк-ярви и к северо-западу от него. В общем здесь он занимает очень незначительную площадь.

В восточной части изученной области рельеф флювиогляциальных песчано-гравийно-галечных отложений пользуется широким распространением. Можно наметить три полосы развития этих отложений: первая от оз. Янис-ярви к пос. Коккоселька, вторая вдоль линии железной дороги Петрозаводск—Сортавала, к западу от оз. Суйстамон-ярви и третья — почти параллельно берегу Ладожского озера, от оз. Сюскю-ярви до широты пос. Алауксу. Как и в западной части, преобладающей формой рельефа здесь являются холмы и небольшие гряды, а в первой полосе широко развиты озы.

Образование такого типа рельефа в каждом отдельном случае объяснить затруднительно; главную роль, безусловно, играли ледниковые потоки, которыми был принесен и отложен материал. В тех местах, где эти потоки встречали какое-либо препятствие, песчано-гравийно-галечные осадки сгужались в виде холмов неправильной формы или отлагались в понижениях рельефа коренных пород, образуя ровные участки. Так, к западу от оз. Пайк-ярви можно проследить путь потока от пос. Яскимяки на юго-юго-восток к г. Лахденпохья. Немного южнее Пайк-ярви поток подпруживался водами ледникового озера и отлагал песчано-гравийно-галечные осадки. Часть вод проникала по понижениям рельефа коренных пород до пос. Куренранта, где ими была образована слегка волнистая равнина, сложенная песками с галечными прослоями.

Озерно-морские абразионные и аккумулятивные формы

Озерные равнины

По генезису озерные равнины можно разделить на озерно-ледниковые и современные.

Первые обычно значительно больших размеров и развиты преимущественно близ побережья Ладожского озера. Исключение представляет большая озерно-ледниковая равнина, простирающаяся у дистального края конечно-моренных образований к западу от поселков Яникяниemi—Харккяля. Идеально ровная поверхность с колебаниями относительных высот от 2 до 2,5 м и горизонтальная слоистость слагающих равнину песков заставляют считать эту равнину озерной, а не задровой, несмотря на ее положение у дистального края конечных морен.

Озерно-ледниковые равнины, развитые по побережью Ладожского озера, значительно меньших размеров и сложены преимущественно ленточными глинами, местами перекрытыми позднеледниковыми морскими и озерными осадками. Такого рода равнины наблюдаются у г. Лахденпохья, пос. Оппола, севернее г. Сортавала, в районе городов Харлу, Ляскеля и Кителя, а также на о. Мантсин-сари и близлежащих полуостровах. Поверхность равнин нередко заболочена, что еще больше подчеркивает их равнинный характер.

Современные озерные равнины располагаются у берегов озер и образуются за счет частичного осушения озерных водоемов. Они очень небольшие по размерам и чаще всего заболочены.

На побережье Ладожского озера террасы развиты преимущественно в его восточной части, особенно там, где берег сложен четвертичными отложениями. В центральной и западной частях террасовые уступы почти не выражены. Имеются лишь немногочисленные, нечетко сформированные уровни послеледниковых бассейнов, а более ранние береговые линии можно устанавливать только по характеру отложений. Наиболее ясно сформированные террасы наблюдаются чаще всего в широких устьях рек, куда могли заходить воды древних бассейнов, проникавших в Ладожскую котловину.

В восточной части Приладожья В. В. Шарков наблюдал большое количество береговых уровней и отметил, что в одном пункте редко встречается больше 4—5 террас. Исключение представляет гора Линна-вара и ее окрестности, где им было встречено 9—10 террас, но здесь верхние террасы исключительно абразионные, поэтому нельзя быть абсолютно уверенным, что они не являются плоскостями отдельностей коренных пород, наиболее хорошо отпрепарированных выветриванием.

Большинство исследователей, занимавшихся изучением береговых линий, указывают, что наиболее хорошо террасы выражены в четвертичных отложениях (например, террасы южного склона Сальпауссельке I в районе Финского залива [28] или береговые уступы поздне- и послеледниковых бассейнов в районе г. Ино [24]).

Береговая линия центральной и западной части Приладожья сложена почти исключительно коренными породами, круто опускающимися в воду, поэтому здесь трудно ожидать четко выраженных береговых уступов, а если они и есть, то трудно сказать, какому бассейну обязаны они своим образованием.

Наивысшей береговой линией считается уровень позднеледникового озерного бассейна, замеренный Рамсеем [27]. Эта линия имеет следующие абсолютные высоты в различных пунктах побережья: у г. Элисеваара (западное побережье Ладожского озера) 108 м, у г. Ламментанвуори (возле пос. Импилахти) 97 м, у пос. Кителя 94 м и на юго-восточном побережье 73,74 м. В. В. Шарков наблюдал эту береговую линию на горе Линна-вара на высоте 93,2 м над уровнем моря. На эту же высоту указывают ленточные глины, залегающие у д. Кютюсюрья на абсолютной высоте 60 м. Если сюда прибавить глубину бассейна в 25—30 м, то его береговая линия должна бы находиться на высоте 85—90 м над уровнем моря.

Высота самой низкой береговой линии колеблется в пределах от 8 до 13,5 м над уровнем моря. Между этими крайними пределами располагаются террасовые уступы различной высоты.

Сопоставить отдельные береговые линии между собой весьма затруднительно, так как вследствие неравномерного поднятия Фенноскандии террасы, принадлежащие одному и тому же бассейну, залегают на различных высотах и, наоборот, террасы разных бассейнов могут иметь одинаковую высоту. Кроме того, в одном месте редко наблюдается серия в количестве 5—10 террас; в большинстве случаев если присутствует комплекс более древних береговых уровней, то более молодые неразвиты, и наоборот.

Наиболее полная серия террас наблюдалась В. В. Шарковым на р. Сюскюя-йоки, возле мельницы. Здесь он замерил 10 террас с абсолютными высотами: 20; 24,5; 28,5; 32,0; 52,3; 55,3; 56,8; 64,3; 70,3; 79,3 и 92,3 м. Из этого перечня видно, что нижние серии террас выражены неполно, тогда как верхняя серия представлена хорошо. Между уровнями в 32,0 и 52,3 м наблюдается резкий скачок в 20 м. Этот промежуток восполняется уровнями на горе Линна-вара, залегающими на высотах 36,0, 43,5 и 49,5 м над уровнем моря.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

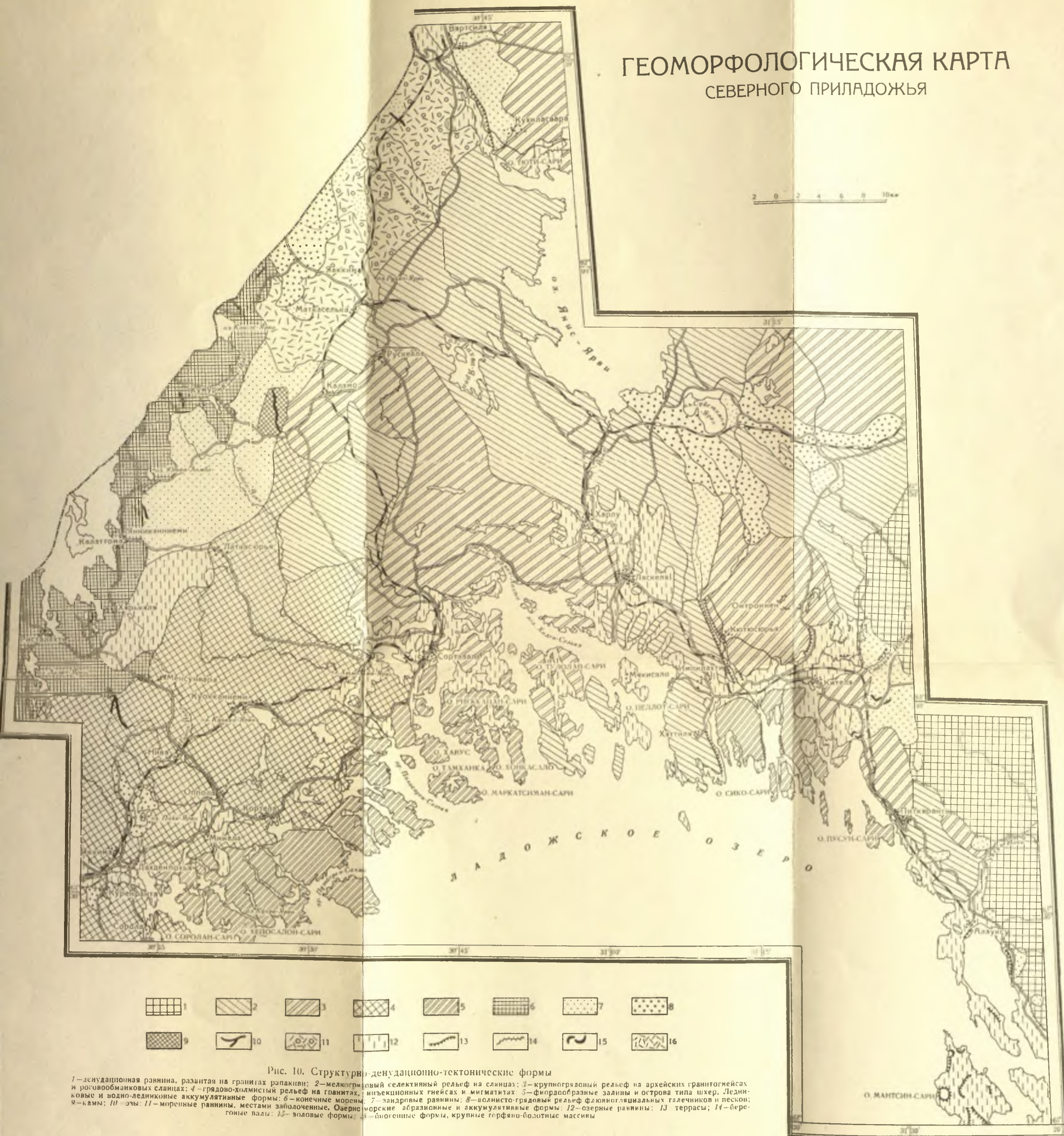


Рис. 10. Структурно-денудационно-тектонические формы

На р. Уксун-йоки, в поселке Алауксу, хорошо выражена нижняя серия при полном отсутствии верхних. Здесь абсолютные высоты террас следующие: 9,48; 12,01; 17,0; 21,25 и 24,0 м.

Таким образом, в трех разных местах наблюдается 16 различных уровней: 1-й — 9,48 м; 2-й — 12,0 м; 3-й — 17,0 м; 4-й — 21,25 м; 5-й — 24,0 м; 6-й — 32,0 м; 7-й — 36,0 м; 8-й — 43,5 м; 9-й — 49,5 м; 10-й — 52,3 м; 11-й — 55,3 м; 12-й — 56,3 м; 13-й — 64,3 м; 14-й — 70,3 м; 15-й — 79,3 м и 16-й — 92,3 м.

Все другие береговые уровни, встреченные различными исследователями на побережье Ладожского озера от г. Сальми до г. Кексгольма, залегают на высотах от 8 до 108 м над уровнем моря и могут быть приязаны к одной из вышеуказанных групп.

Береговые валы

Наибольшее количество береговых валов представлено на острове Мантсин-сари, где они образуют целые серии.

В своей ранней работе Ю. Айлио [21] относит береговые валы Мантсин-сари к образованиям Литоринового моря. В 1915 г. Айлио вновь исследовал эти береговые образования и относит их уже ко времени Ладожской трансгрессии. Высота валов над уровнем моря достигает, по Айлио, 21—21,5 м. По более поздним данным Х. Бергхелля (1927 г.), высота берега, представленного валами, должна достигать 20 м над уровнем моря. В результате неоднократных исследований Е. Хииппе [23, 24, 25], последнее мнение Айлио о том, что береговые валы как острова Мантин-сари, так и других мест изученной территории образовались во время Ладожской трансгрессии, подтвердилось.

Морфологически береговые валы имеют прекрасно выраженную валообразную форму. Высота их 2—3 м.

В западной части Приладожья, возле поселков Кумури и Латвасюрья, наблюдаются более древние береговые образования. Это полосы валунов шириной от 1,5 и до 50 м длиной.

Отсутствие сколько-нибудь значительных водных бассейнов, приуроченных в настоящее время к этим валунным скоплениям, не позволяет связать их происхождение с современными процессами; вероятнее всего, это — свидетели береговой линии озера, существовавшего здесь в позднеледниковое время.

Озерные пляжи

Озерные пляжи развиты по берегам почти всех озер, особенно там, где берега сложены четвертичными отложениями. Наиболее хорошо они выражены на восточном берегу Ладожского озера, к югу от г. Питкяранта. Пляжевые образования тянутся узкой полосой вдоль северо-западного залива оз. Малого Янис-ярви, а также по берегам озер Пюхя-ярви, Куокко-ярви, Пайк-ярви, Кангас-ярви и др.

Заключение

Геологическая история Северного Приладожья, таким образом, вырисовывается в следующем виде.

После Карельского диастрофизма, во время которого были созданы основные пликативные структуры на территории Северного Приладожья, наступила длительная эпоха денудации. В этот период были разрушены и уничтожены созданные в период Карельского диастрофизма горные сооружения и снесены осадки палеозойских морей, возможно покрывавших площадь исследованного района, также как и другие части Финляндии. Страна превратилась в пенеплен.

Постоянная тенденция к подъему Северного Приладожья обуславливает избирательную денудацию, которая при почти одинаковом гипсо-

метрическом положении различных литологических разновидностей приводит к препарировке более устойчивых к выветриванию пород в соответствии с геологической структурой. Одновременно с этим рельеф усложняется разломами, особенно интенсивными в третичный период, когда была образована впадина Ладожского озера.

Последующие эпохи оледенения наложили свой отпечаток на доледниковый рельеф, но не изменили общего плана орографии. Все резко выступавшие формы были оглажены и отполированы. Котловины, расположенные вкрест движения ледника, заполнены ледниковыми осадками, тогда как понижения, простирающиеся согласно с движением льда, были слегка углублены и расширены. Заливы Ладожского озера приобрели фиордовый характер.

Следы ранних оледенений и межледниковых эпох сохранились в ряде мест Карелии [3, 5, 14, 15] в глубоких впадинах рельефа коренных пород, но на территории Северного Приладожья они не были обнаружены. Все ледниково-аккумулятивные формы, развитые на исследованной площади, образовались в эпоху распространения последнего ледникового покрова. В это время вся Карелия была покрыта льдом.

Сопоставление литературных материалов зарубежных источников с работами русских исследователей и нашими собственными материалами позволяет нарисовать картину развития рельефа Северного Приладожья в поздние и последледниковые эпохи, увязав ее с историей развития рельефа Балтики и прилегающих к ней территорий.

Пока край ледника лежал в Южной Швеции, образовавшееся у его края Балтийское ледниковое озеро имело сток через Датские проливы. Воды озера проникали и в Ладожскую котловину и по понижениям рельефа коренных пород заходили в глубь суши. На территории Северного Приладожья край ледника в это время находился немного южнее северо-западного побережья Ладожского озера, на отрезке от о. Соролан-сари до г. Сортавала, откуда протягивался на север приблизительно до оз. Янис-ярви. Таким образом, воды Балтийского ледникового озера, осадки которого залегают в восточной части района на абсолютной высоте 55—60 м, в западную часть территории, западнее г. Сортавала, не проникали.

Когда край ледника отодвинулся до г. Биллинген в Швеции, Балтийское ледниковое озеро соединилось с океаном, воды озера осолонились, и возникло Первое Иольдиевое море Мунте.

Существование Первого Иольдиевого моря ограничено сравнительно коротким отрезком времени, составлявшим, по Мунте, около 300 лет. Поэтому отложения этой стадии осолонения Балтики не могли быть мощными и на территории Северного Приладожья не сохранились.

Новое наступление ледника закрывает проход в Швеции, что вызывает трансгрессию Балтийского ледникового озера. Связь с океаном прерывается. Как указывает Марков [7, 8], следы этого наступания ледника видны в районе северного склона г. Биллинген. На изученной нами территории, в ее восточной части, следы осцилляции выражены флювиогляциальными песками, перекрывшими ленточные отложения озерно-ледникового бассейна. Вновь надвинувшийся ледник не покрывал всей территории, а повидимому, вдавался в виде языков в депрессии рельефа коренных пород. В западной части осцилляция происходила в котловине Ладожского озера, и следы ее скрыты под толщей воды.

В результате последующего таяния ледниковый край отодвигался к северо-западу, и за ним следовало распространение озерно-ледникового бассейна, уровень которого достигал 50—55 м абсолютной высоты. Осадки этого бассейна залегают на высоте 27—28 м в восточной части территории и на высоте 23—24 м в западной. Дальше на северо-запад бассейн мелет и распадается на отдельные замкнутые водоемы, занимающие понижения рельефа коренных пород.

Таяние ледникового покрова происходило неравномерно, с остановками и осцилляционными подвижками. Одна из самых крупных остановок произошла у линии Сальпауссельке I. Здесь были отложены мощные конечноморенные образования и зандровые равнины. К этому времени относится образование у дистальной части конечных морен серии мелководных ледниковых озер, возникших за счет огромного притока талых вод. Осадки, выносимые потоками в озеро, отлагались здесь горизонтальными слоями. Глубина озера уменьшалась с юго-запада на северо-восток. Если в районе оз. Пюхя-ярви это был единый водный бассейн, то к северу, в окрестностях Хексяля и Кааламо, он разбивался на отдельные озера, а еще севернее прекращался совершенно, и ледниковые потоки разливались там по суше, отлагая песчано-гравийно-галечные осадки и зандровые пески.

Отложение сложного комплекса конечноморенных образований происходило в условиях мелководья и не носило, как в юго-западной части Сальпауссельке I (на территории Финляндии) характера дельт. Край ледника таял медленно, растрескиваясь и распадаясь на отдельные глыбы, вследствие чего здесь среди форм, характерных для активного ледникового края, возникли формы вытаивания из мертвого льда. Как видно из примера камового ландшафта в районе пос. Воннисенмяки, последние не достигли широкого распространения.

Остановка ледника в районе Сальпауссельке I сопровождалась небольшими осцилляциями, о чем свидетельствует смятие слоев в ряде форм, сложенных флювиогляциальными отложениями и включенных в комплекс конечных морен. После отступления от Сальпауссельке I таяние ледника шло быстро, и только у Сальпауссельке II произошли остановка и отложение второго пояса конечных морен.

Когда край ледника отодвинулся к северу от Сальпауссельке II. В Финляндии произошло новое соединение Балтийского ледникового озера с океаном, осолонение Балтики и образование Второго Иольдиевого моря Мунте. Эта стадия осолонения занимала значительно более длительный промежуток времени, чем первая, и исчисляется Мунте в абсолютных цифрах в 1100 лет.

Отложения Второго Иольдиевого моря и его береговые линии отмечены В. В. Шарковым [18] в районе г. Питкяранта.

В результате эпейрогенических и эвстатических колебаний на побережье Ладожского озера трансгрессии много раз сменяли одна другую. Второе Иольдиевое море сменилось Анциловым озером, во время которого Ладожская котловина была связана с Балтикой через северные проливы в районе с. Хейни-йоки.

Отложения анцилового бассейна встречены вдоль всего побережья Ладожского озера, в понижениях рельефа коренных пород, в которые могли заходить воды озера, и залегают в настоящее время на абсолютной высоте 15—23 м.

По Саурамо [7] Анциловое озеро существовало 550 лет, а по Мунте [7] значительно больше — 2 774 года. В конце анцилового времени происходит потепление климата и быстрое ставание остатков ледника. Масса воды, получившаяся при таянии, поступает в океан и поднимает его уровень минимум на 3 м [7]. Балтика снова соединяется с океаном, и образуется Литориновое море.

Вследствие неравномерного поднятия суши котловина Ладожского озера испытывает перекося. Поднятие водного уровня происходит быстрее поднятия суши, и возникает Ладожская трансгрессия.

Современная эпоха не внесла существенных изменений в общий облик рельефа Северного Приладожья. В этот период мелеет и зарастает большинство озер, насыпаются песчаные пляжи и образуется то большое количество болотных массивов, которое наблюдается почти повсеместно на исследованной территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Даниловский И. В. К вопросу о происхождении озоз. Геол. вестник, т. V, вып. 4—5, 1926—1927.
2. Земляков Б. Ф. О следах ледниковой осцилляции в южной части Карельского перешейка (Невский и Ладожский языки). Тр. Ком. по изуч. четв. периода, т. III, вып. 1, 1933.
3. Земляков Б. Ф. Четвертичные отложения Карельской АССР. Тр. Сов. секции АИЧПЕ, вып. IV, 1939.
4. Земляков Б. Ф., Покровская И. М. и Шешукова В. С. Новые данные о позднеледниковом морском Балтийско-Беломорском соединении. Тр. Сов. секции АИЧПЕ, вып. V, 1945.
5. Лаврова М. А. К вопросу о возрасте морских межморенных отложений г. Петрозаводска и р. Мги. Тр. Сов. секции АИЧПЕ, вып. IV, 1939.
6. Молчанов И. В. Ладожское озеро, 1945.
7. Марков К. К. Иольдиевое море и проблема Балтийско-Беломорского пролива. Изв. Гос. геогр. общ., т. XV, вып. 4, 1933.
8. Марков К. К. Иольдиевое море и проблема Балтийско-Беломорского пролива. Изв. Гос. геогр. общ., т. 67, вып. 1, 1935.
9. Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. Глав. геол.-разв. упр. ВСНХ СССР, вып. 117, Л., 1931.
10. Марков К. К., Порецкий В. С. и Шляпина Е. В. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время. Тр. Ком. по изуч. четв. периода, т. IV, вып. 1, 1934.
11. Марков К. К. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне- и послеледниковой истории Балтики. Тр. Ком. по изуч. четв. периода, т. IV, 1933.
12. Мирчинк Г. Ф. Классификация рыхлых горных пород. Изв. ГГРУ, т. I, вып. 34, 1931.
13. Покровская И. М. Четвертичные отложения Онежско-Ладожского перешейка. Свердловск. Рукопись, 1943.
14. Покровская И. М. и Шарков В. В. Четвертичные отложения Карелии. Рукопись, 1947.
15. Покровская И. М. Палеоботаническая характеристика четвертичных отложений Карелии. Тр. Сов. секции АИЧПЕ, вып. IV, 1939.
16. Судовиков Н. Г. Геолого-петрографическое описание Ладожской формации (отчет о работах за 1947 г. по теме «Тектоника и метаморфизм Ладожской формации»). Рукопись, 1948.
17. Тимофеев В. М. Геоморфология и геология Карелии. Справочник «Полезные ископаемые Лен. обл. и Карельской АССР», ч. 2, 1933.
18. Шарков В. В. Отчет о геолого-съемочных работах на северо-восточном берегу Ладожского озера, проведенных летом 1945 г. Фонды Лен. геол. управления. 1946.
19. Шуркин К. А. Геология северной части Питкярантского поля керамических пегматитов. Авторефераты кандидатских диссертаций № 1 КФ гос. университета, 1949.
20. Шукин И. С. Опыт генетической классификации типов рельефа. «Вопросы географии», 1946.
21. Ailio J. Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari. Fennia, Bd. 14, № 02. Helsingfors, 1891.
22. Ailio J. Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur Steinzeitlichen Besiedlerung. Fennia, Bd. 38, № 3, 1915.
23. Hyypä E. Die postglazialen Niveauverschiebungen auf der Karelischen Landenge. Fennia, Bd. 56, № 1, Helsinki, 1932.
24. Hyypä E. Post-Glacial Changes of Shore-Line in South Finland. Bull. Comm. Géol. Finl. Helsinki, 1937.
25. Hyypä E. Beiträge zur Kenntnis der Ladoga und Ancylustransgressionen. Bull. Comm. Géol. Finl. № 128. Helsinki, 1943.
26. Kaükkö J. Streifigkeit der Landschaft in Ladoga—Karelien mit besonderen Berücksichtigung ihrer Abhandigkeit vom Felenuntergrund. Fennia, Bd. 58, № 4. Helsinki, 1933.
27. Ramsey W. Niveauverschiebungen in Finland. Fennia 54. Helsinki, 1931.
28. Tanner V. On the Nature of the Salpausselkä Ridges in Finland. Fennia, № 58, 1934.
29. Frosterus B. Nagra iakttagelser angående skiktade moräner samt rullstensåsam Auszug. Einige Beobachtungen über geschichtete Moräne und «Asar». Fennia 3, № 8, Helsingfors, 1890.
30. Berghell H. Beobachtungen über den Bau und die Configuration der Randmoränen im Ostlichen Finnland. Fennia 6, № 5, Kuopio, 1893.
31. De-Geer. Om rullstensåsarnas bildningslätt. Creol. För. Föhr. Bd. 19, S. 366. Stockholm, 1897.
32. Leiviskä J. Der Salpausselkä. Fennia. Bd. 41. № 3. Helsingfors. 1920.
33. Sauramo M. Zur Frage des inneren Baues des Salpausselkä in Finnland. Zeitschr. f. Gleitscherkunde. Bd. XIX. S. 300. Berlin, 1931.