

УДК 551.79 (470.22)

РЕЛЬЕФ ЗАПОВЕДНИКА «КИВАЧ» И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИОНЕЖЬЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

И. Н. ДЕМИДОВ, А. Д. ЛУКАШОВ, В. А. ИЛЬИН

Институт геологии Карельского научного центра РАН

В пределах территории заповедника «Кивач» преобладают структурно-денудационный, ледниковый и водно-ледниковый типы рельефа. Последний поздневалдайский ледниковый покров отступил из рассматриваемой территории около 11 500 лет назад, но большая часть заповедника оставалась перекрытой водами древнего Онежского озера до середины бореального периода 9000–8500.

I. N. DEMIDOV, A. D. LUKASHOV, V. A. ILJIN. RELIEF OF THE RESERVE TERRITORY «KIVACH» AND THE GEOLOGICAL EVOLUTION OF THE NORTHWESTERN PRIONEZHIE AT QUATERNARY TIME

The structural-denudational, glacial and aqueoglacial types of relief are dominated within the reserve territory «Kivach». The last Late Weichselian ice cover had retreated from described area about 11 500 years ago, but the biggest part of reserve territory was covered by water of ancient Onega Lake till the middle of the Boreal time 9000–8500 ka ago.

Ключевые слова: геологическая история Прионежья, рельеф заповедника «Кивач».

Заповедник «Кивач» располагается в северо-западном Прионежье в 50–60 км к северо-северо-западу от г. Петрозаводска на абсолютных отметках 50–170 м выше уровня моря (рис. 1). В строении рельефа заповедника отчетливо проявилось как влияние структурного плана кристаллического фундамента, так и воздействие плейстоценовых оледенений. Большая часть рассматриваемой территории представлена полого-холмистой ледниковой и озерно-ледниковой равнинами последнего поздневалдайского скандинавского оледенения, прерывистым чехлом перекрывающими скальные образования докембрия (рис. 2). В западной части заповедника развит структурно-денудационный рельеф, в строении которого отчетливо выражены складчатые и разрывные деформации кристаллического фундамента,

сложенного вулканогенными и осадочно-вулканогенными образованиями нижнего протерозоя, практически не перекрытыми четвертичными образованиями. В целом с запада на восток рассматриваемой территории наблюдается понижение высотных отметок со 140–160 до 50–60 м и увеличение мощности четвертичных отложений с 2–5 до 10–20 м (рис. 1).

В пределах заповедника на основе морфометрического анализа его поверхности выделяется четыре ступени рельефа на абсолютных отметках 50, 75, 85, 100 м и более, которые могут быть объединены в три яруса: нижний (первая ступень), средний (вторая ступень), верхний (третья и четвертая ступени). Большая часть заповедника находится на второй ступени (абсолютные отметки около 75 м), верхняя ступень развита только в западной части территории (рис. 1).

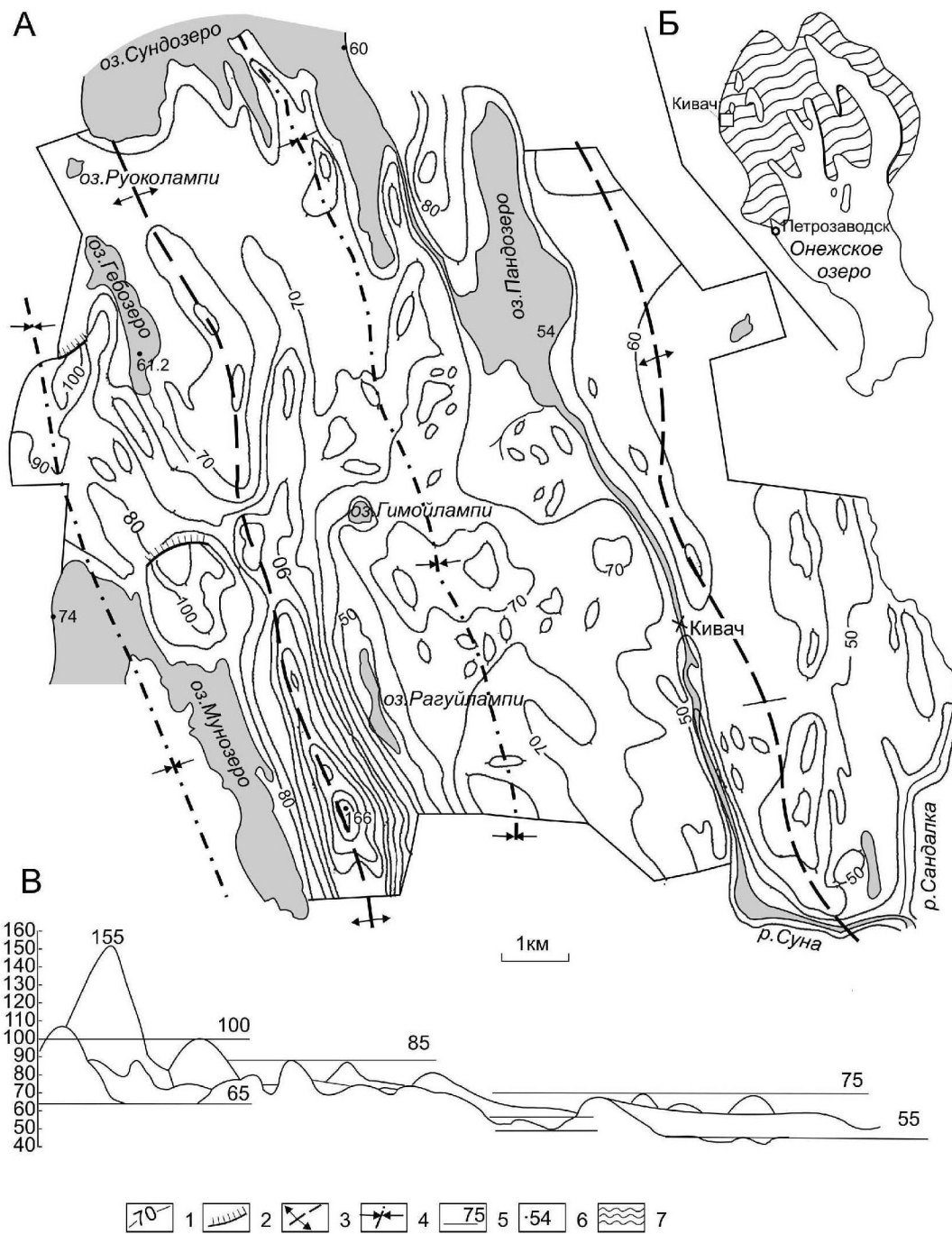


Рис. 1. Схема морфоизогипс (А) поверхности территории заповедника «Кивач», его положение (Б) и субширотный совмещенный гипсометрический профиль (В):

1 – изогипсы и их высота над уровнем моря (м), 2 – уступы, 3 – оси антиклинальных складок, 4 – оси синклинальных складок, 5 – ступени и ярусы рельефа, 6 – абсолютные высоты над уровнем моря (м), 7 – сложнодислоцированные осадочные и осадочно-вулканогенные породы Онежской мульды

На рассматриваемой территории основу современных ландшафтов составляют следующие генетические типы рельефа, сформировавшиеся на разных этапах геологической истории северо-западного Прионежья: 1) структурно-денудационный рельеф, 2) ледниковый рельеф, 3) водно-ледниковый, флювиогляциальный рельеф, 4) озерный рельеф, 5) биогенный рельеф, 6) флювиальный рельеф, 7) коллювиальный рельеф (рис. 2).

Строение кристаллического фундамента как основа современного рельефа территории

Территория заповедника находится в пределах западного крыла Онежской мульды – крупной, до 120 км в поперечнике, тектонической синклинальной структуры, занимающей всю северную часть современного Онежского озера (рис. 1). В строении мульды принимают участие различные по вещественному составу,

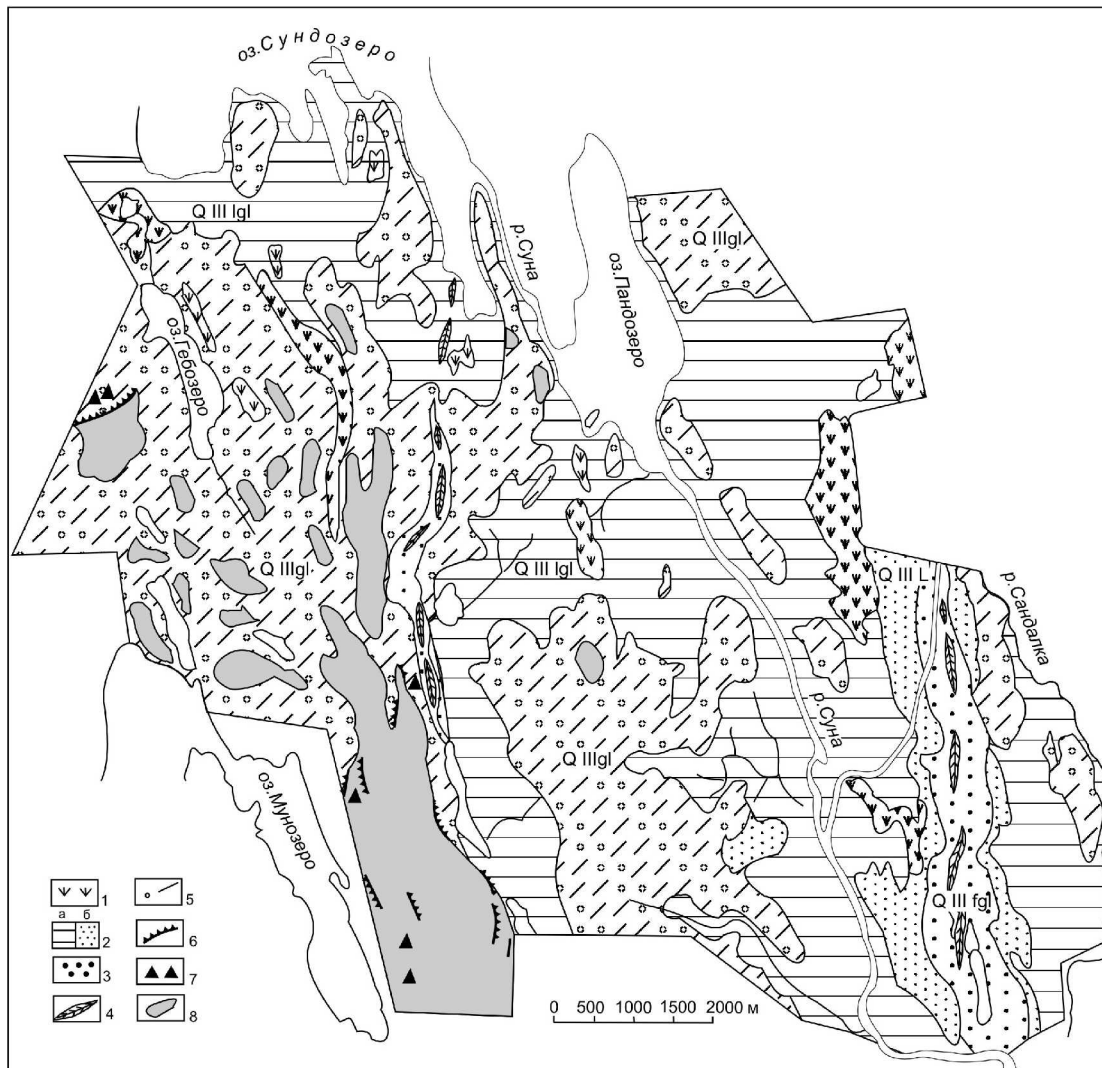


Рис. 2. Схема четвертичных отложений территории заповедника «Кивач»:

1 – торфяно-болотные отложения, 2 – озерно-ледниковые и озерные отложения: а – глины и суглинки, б – пески, 3 – флювиогляциальные песчано-гравийно-галечные отложения, 4 – озовые гряды, 5 – морена последнего оледенения (валунные супеси), 6 – уступы коренных пород, 7 – коллювиальные обвалы и осыпи, 8 – крупные выходы коренных пород

происхождению и устойчивости к денудации осадочные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные образования нижнего протерозоя – карбонатные, карбонатно-сланцевые и сланцевые толщи, а также пластовые интрузии габбро-долеритов (Этапы..., 1973). Образования протерозоя дислоцированы в серии синклинальных и антиклинальных складок линейного и брахиформного типов и нарушены сериями осевых и поперечных разломов. Общее простирание как складчатых структур, так и разрывных деформаций преимущественно северо-северо-западное. В пределах территории заповедника выделяется ряд более мелких складчатых структур – Сундозерская и Мунозерская синклинали, Белогорская, Сойминская и Сургутская антиклинали, характеризующиеся относительно пологим залеганием пород (Этапы..., 1973) (рис. 1). Сундозерская синклиналь имеет про-

тяженность 25 км при ширине 4 км и выражена в рельефе в виде понижения, протягивающегося на юг в меридиональном направлении от южного побережья Сундозера через всю территорию заповедника. С востока она ограничена Белогорской антиклиналью, ось которой пространственно сопряжена с водоразделом рек Суны и Сандалки в восточной части заповедника. Западнее Сундозерской синклинали располагается Сойминская антиклиналь, ось которой приурочена к системе скальных гряд на наиболее возвышенной части заповедника – водоразделе между озерами Пертозеро и Мунозеро. Ось Мунозерской синклинали проходит через оз. Мунозеро, а западнее его находится Сургутская антиклиналь (рис. 1).

Все антиклинальные складки западного крыла Онежской мульды характеризуются сходными морфологическими чертами. Они

имеют близкое к меридиональному простира-ние и в отличие от синклинальных складок значительно меньшую ширину, которая колеб-лется в пределах 1–3 км. Осевые части анти-клинальных складок в большинстве случаев на-рушены осевыми разломами, амплитуда сме-щения по которым не превышает мощности слагающих складки пород (Этапы..., 1973).

Следует отметить, что геологическое строе-ние территории проявляется в современном рельефе как в результате пассивного отраже-ния геологической структуры, так и в результа-те активного воздействия на поверхность тек-тонических движений. Применительно к терри-тории заповедника пассивное проявление геологической структуры проявилось в плановых очертаниях и морфологии положительных и отрицательных форм структурно-денудационно-го рельефа, а активное воздействие тектониче-ских движений – в высотном положении по-верхностей выравнивания, яркости рельефа.

Рельеф заповедника

Структурный план территории и различная устойчивость горных пород к денудации, а так-же развитие и деградация последнего ледни-кового покрова и сопряженного с ним крупного Онежского приледникового водоема обуслови-ли строение рельефа заповедника, распреде-ление по площади его различных генетических типов, мощностей четвертичного покрова, ос-новных элементов озерно-речной сети.

СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Само понятие структурно-денудационного рельефа подразумевает определяющее влия-ние особенностей геологического строения, в том числе наличия складчатых и разрывных структур и различных по устойчивости к про-цессам денудации разнообразных петрогра-фических (или литологических) типов горных пород, на строение дневной поверхности. Структурно-денудационный рельеф в связи с малой мощностью четвертичного покрова иг-рает весьма важную роль в строении совре-менной поверхности заповедника даже на уча-стках сплошного развития четвертичных отло-жений. По степени влияния структурно-дену-дационных форм на современный рельеф территорию заповедника можно разделить на две части в строгой зависимости от геологиче-ского строения – западную и восточную. В пре-делах западной части структурно-денудацион-ные формы рельефа играют ведущую роль, а на восточной части их влияние происходит опос-редованно – через воздействие на простран-ственное распространение и характер других генетических типов рельефа и строение озер-но-речной сети (рис. 1, 2).

В западной части территории развит сель-говый рельеф – разновидность структурно-де-нудационного типа рельефа, представляющая

собой систему линейных, часто изогнутых гряд (сельг) и разделяющих их линейных депрессий с крутыми склонами (рис. 1). Вертикальная расчлененность рельефа достигает здесь 110–130 м. Для восточной части заповедника характерны пологие крупные валообразные поднятия и понижения и серии более мелких, обычно изометричной формы положительных и отрицательных форм структурно-денудацион-ного рельефа. Вертикальная расчлененность рельефа колеблется в пределах 15–30 м (рис. 1, В).

Особенности геологических структур отчет-ливо проявились в строении озерных котловин. Образование структурно-денудационных кот-ловин обусловлено избирательной денудацией неустойчивых к выветриванию пород. Поэтому наиболее крупные котловины этого типа, как, например, озера Сундозеро и Пяозеро, раз-мещаются в поле развития карбонатных пород ятулия. Эти котловины, расположенные в пре-делах брахисинклинальных складок, имеющих расплывчатые очертания и пологие падения крыльев, характеризуются округлой формой и относительно простым рисунком береговой линии.

Иной морфологический облик имеют струк-турно-денудационные котловины, сопряжен-ные со сланцевыми толщами ятулия в пределах синклинальных и антиклинальных складок ли-нейного типа, в западной, наиболее сложно по-строенной части заповедника (рис. 1). Здесь отмечается отчетливая линейность контуров котловин, совпадающая по простирацию с за-леганием сланцевых толщ. Поскольку сланце-вые толщи смяты в складки, контуры котловин также имеют изогнутые очертания. Наиболее показательной в этом отношении является кот-ловина оз. Мунозеро. Котловины озер Рагуй-лампи, Пертозеро, Долгая Лампи, сформиро-вавшиеся вдоль тектонических разломов и в местах сгущения тектонических трещин, харак-теризуются прямолинейными очертаниями, большими, до 50 м, глубинами и относятся к трещинному типу.

Структурно-денудационный рельеф оказал влияние и на строение речной сети заповедни-ка. В его наиболее возвышенной западной час-ти мелкая речная сеть осваивает участки, сло-женные неустойчивыми к выветриванию слан-цевыми толщами, или приурочена к системам трещин, пересекающих пластовые интрузии габбро-долеритов. Долина р. Суны характери-зуется спрямленными очертаниями и ориенти-рована на северо-северо-запад, согласно про-стирацию основных геологических структур. Долина р. Сандалки, являясь восточной грани-цей заповедника, занимает наиболее низкое гипсометрическое положение, что способство-вало накоплению более мощных толщ четвер-тичных отложений по сравнению с другими районами заповедника. Долина имеет близкое к меридиональному направление и отличается

значительной извилистостью в плане за счет широкого развития врезанных в четвертичные осадки меандр.

Формирование ступени водопада Кивач также обусловлено геологическим строением кристаллического фундамента и эрозионной деятельностью р. Суны. Более вероятно, что образование ступени водопада связано с тектоническими движениями блоков по трещинам субширотного и северо-западного простирания, широко развитых в пределах распространения пластовых интрузий габбро-долеритов. Вследствие неравномерности движения отдельных блоков земной коры в рельефе и в продольном профиле речных долин возникает ступенчатость, которая и является причиной образования водопада. Особенности геологического строения территории и характер поверхности кристаллических пород дают возможность считать вероятным такой механизм образования уступа водопада. Поскольку образование р. Суны в районе водопада Кивач относится к первой половине атлантического периода – 8–7 тыс. лет назад (см. ниже), эрозионное воздействие реки на формирование уступа в прочных, хотя и неоднородных кристаллических породах, вероятно, имело второстепенное значение.

ЛЕДНИКОВЫЙ РЕЛЬЕФ

Ледниковый рельеф развит на большей части заповедника и представлен эрозионными (экзарационными) и аккумулятивными формами рельефа, сформировавшимися в ходе разнопланового воздействия ледникового покрова на подстилающие породы (рис. 2). В западной возвышенной части территории ледниковый рельеф в основном представлен эрозионными формами – отшлифованными ледником поверхностями кристаллических пород. Встречаются здесь и небольшие по площади участки моренных холмистых и холмисто-грядовых равнин, расположенных на днищах и пологих склонах структурно-денудационных депрессий, реже на плоских вершинных поверхностях относительно невысоких возвышений рельефа. В целом неровности ледниковых равнин в западной части территории в основном обусловлены рельефом подстилающих коренных пород, и их простирание совпадает с направлением основных геологических структур. В восточной и центральной частях заповедника ориентация невысоких, до 2–3 м, моренных холмов и гряд не совпадает с простиранием геологических структур, что указывает на их формирование вследствие неравномерной аккумуляции обломочного материала под основанием движущегося материкового льда. Нередко, особенно в восточной части заповедника, ледниковые формы рельефа в виде островов возвышаются над окружающими их остро-ледниковыми равнинами.

В целом моренные равнины представляют собой довольно плоские и часто заболоченные участки, осложненные сериями невысоких холмов и гряд. Мощность моренного покрова колеблется от долей метров в пределах вершин сельговых гряд в западной части заповедника до 8–10 м в его восточной части. Часто, особенно на абсолютных отметках ниже 80–70 м, на поверхности моренных равнин, перемытой водами приледниковых водоемов, наблюдаются скопления валунов.

Вещественный состав завалуненных супесей, слагающих моренные равнины, в основном отражает петрографо-минеральный состав подстилающих пород – габбро-долеритов, различных сланцев и карбонатов. Гранулярный состав морен также отражает строение ледникового ложа. В пределах крупных выступов доледникового рельефа морены содержат большее количество валунно-галечного материала, чем на равнинных участках, а в районах развития сланцевых толщ морены обогащаются гравийно-галечными фракциями.

ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЙ (ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЙ) РЕЛЬЕФ

Флювиогляциальный рельеф сформировался в результате эрозионной и аккумулятивной деятельности талых ледниковых вод. В пределах заповедника располагались две магистральные системы сброса талых ледниковых вод. В современном рельефе они представлены сериями озовых гряд и флювиогляциальных дельт, сформировавшихся в ледниковых трещинах или туннелях. Одна система протягивается от южного берега Сундозера через центральную часть заповедника до оз. Пертозеро. Вторая располагается в восточной части заповедника на водоразделе рек Суны и Сандалки (рис. 2). Обе системы имеют общее субмеридиональное простирание и сходные черты строения. Первая система образована серией невысоких, до 5–10 м, озовых гряд длиной 0,5–1,0 км. В районе оз. Гимойлампии в ее состав входит флювиогляциальная дельта площадью около 3 км², имеющая треугольную форму и плоскую поверхность на высотах около 70 м выше уровня моря. Поверхность дельты осложнена редкими неглубокими термокарстовыми воронками и единичными ложбинами стока талых ледниковых вод.

Восточная флювиогляциальная система более контрастно выражена в современном рельефе, имеет высоту более 20 м, ширину до 1 км, склоны ее террасированы. В районе оз. Гимойлампии располагается флювиогляциальная дельта с отметками поверхности также около 70 м выше уровня моря. Поверхность системы осложнена термокарстовыми воронками и ложбинами стока талых вод. Озовые гряды сложены хорошо промытыми песчано-гравийно-галечными отложениями, а в строении флювио-

гляциальных дельт и террас преобладают крупно- и среднезернистые пески с включениями гравия и гальки.

Хотя при образовании флювиогляциальных систем ведущую роль играла аккумулятивная и эрозионная деятельность потоков талых вод, структурный фактор – рельеф доледникового ложа – в значительной степени влиял на положение трещин и систем стока талых вод в теле ледникового покрова.

ОЗЕРНЫЙ РЕЛЬЕФ

Озерный рельеф представлен донными и береговыми образованиями древнего Онежского озера, озерно-ледниковыми и озерными равнинами и террасами. На протяжении 2 тыс. лет большая часть заповедника перекрывалась водами крупного Онежского водоема. Выделяется два типа равнин. К первому типу относятся плоские, обычно заболоченные и сложенные ленточными глинами, суглинками и супесями равнины, сформировавшиеся в спокойной гидродинамической обстановке на дне древнего водоема. Наиболее широко они развиты в восточной и северной частях заповедника на нижнем и среднем ярусах рельефа – к югу и востоку от озер Сундозера и Пандозера, а также в долинах рек Суны и Сандалки (рис. 2). Ко второму типу относятся наклонные и увалистые равнины, сложенные в основном песчаными и супесчаными осадками. Они тяготеют к склонам возвышенностей и формировались в литоральной, береговой зоне водоемов в условиях аккумулятивно-эрозионной деятельности прибоя. Равнины этой группы в плане располагаются вдоль древних береговых уровней и в той или иной степени представлены практически на всех ярусах рельефа, что указывает на поэтапное падение уровня древнего водоема.

Береговые образования представлены террасами, наиболее хорошо выраженными на территории заповедника на склонах восточной флювиогляциальной системы, сложенной более подверженными размыву песчано-гравийно-галечными отложениями. На соседних с заповедником территориях древние озерные террасы развиты у северных и западных берегов Сундозера и у дер. Юркостров (рис. 2).

Озерный рельеф локальных водоемов имеет ограниченное распространение на территории заповедника и выражен в виде узких полос песчаных и валунных пляжей или небольших абразионных склонов и уступов вдоль современных побережий наиболее крупных озер заповедника – Сундозера и Пандозера.

ФЛЮВИАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ

Флювиальный рельеф связан с деятельностью постоянных водотоков и развит в основном в долинах рек Суны и Сандалки. Вследствие молодости речной сети долины рек слабо развиты, профиль их не выработан. В пределах

долин выделяются бровка эрозионного склона долин, склон долины и развитая фрагментарно пойма. Русловой аллювий в основном сложен валунной фракцией, а в районах широкого распространения озерно-ледниковых и флювиогляциальных отложений – суглинистой или песчаной. Мощность его редко превышает 40–60 см. Пойма обычно заболочена и сложена супесями или песками. В долине Сандалки также наблюдаются врезанные в четвертичные образования меандры. Величина эрозионного вреза составляет 2,5–5,0 м, а в средней и южной частях р. Суны – и до 10 м.

БИОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Биогенный рельеф представлен болотными массивами, развитыми в пределах как озерно-ледниковых и озерных равнин, так и областей развития ледниковых моренных и реже флювиогляциальных отложений (рис. 2). В первом случае болота имеют большие размеры, округлую форму и обычно приурочены к днищам структурно-денудационных депрессий. Болота, развитые в бессточных котловинах в пределах развития ледникового и флювиогляциального рельефа, обычно имеют более причудливую форму, определяемую соотношением положительных и отрицательных форм ледникового и водно-ледникового рельефа.

КОЛЛЮВИАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ

Коллювиальный рельеф ограниченно распространен в западной, наиболее возвышенной части заповедника и включает глыбовые обвалы и осыпи у подножия крутых скальных склонов и уступов (рис. 2). Обвалы и осыпи формировались при разрушении уступов скальных пород как в ходе физического выветривания, так и в результате послеледниковых землетрясений. Различные типы палеосейсмодислокаций, представленные скальными оползнями, обвалами, тектоническими рвами, широко распространены в соседних с территорией заповедника районах Онежской мульды и указывают на значительную, до 8 баллов, силу послеледниковых землетрясений (Лукашов, 2004).

Этапы формирования рельефа заповедника «Кивач»

В истории формирования и развития рельефа заповедника «Кивач» и прилегающих территорий, как основы современных ландшафтов, представляется возможным выделение нескольких крупных этапов, каждый из которых отличался доминированием определенных рельефообразующих факторов, обусловленных тектоническим режимом и физико-географическими характеристиками территории. Эти этапы с известной долей условности можно назвать как: 1) тектонический нижнепротерозойский,

2) денудационный рифейско-фанерозойский, 3) ледниковый четвертичный, 4) послеледниковый озерный.

На первом тектоническом нижнепротерозойском этапе развития (2300–1650? млн лет назад) в процессе длительной структурно-тектонической эволюции региона, в результате неоднократных и сложно дифференцированных вертикальных и горизонтальных тектонических движений блоков земной коры ранее сформировавшиеся осадочные и вулканогенные толщи нижнего протерозоя были смяты в многочисленные складчатые структуры и разбиты продольными и поперечными разломами. Начало этого этапа рельефообразования соотносится с кондопожским этапом Карельской тектонической эпохи (Этапы..., 1973). Вероятно, его окончание следует отнести к концу верхнего протерозоя – вепсию или рифею (1800–1650 млн лет), поскольку в целом Карельский регион с этого времени начал развиваться в платформенном режиме, а подстилающие образования вепсия осадочные толщи калевия в Онежской мульде несут следы складчатых деформаций (Сыстра, 1991).

В ходе рифейско-фанерозойского денудационного этапа (~1800–1650 – 2 млн лет назад), охватывавшего значительную часть верхнего протерозоя и практически весь фанерозой, регион развивался в платформенном режиме, и пластические складчатые деформации уступили место дифференцированному вертикальному движению блоков земной коры по периодически обновляемой сети разрывных нарушений. В Восточной Фенноскандии практически не сохранились образования палеозоя и мезозоя, ограничено распространены отложения рифея, что указывает на развитие территории в целом в континентальных условиях при положительной направленности вертикальных тектонических движений. На протяжении 1,5 млрд лет на большей части региона в основном преобладали процессы денудации, выравнивания и формирования химических и физических кор выветривания (Афанасьев, Рубинраут, 1979). В ходе избирательной денудации во многом были сnivelированы и отпрепарированы складчатые образования нижнего протерозоя, а значительная часть перекрывавших их осадочных пород верхнего протерозоя (?) и фанерозоя была вынесена в конечные бассейны седиментации, в нашем случае – в котловину Онежского озера, входившую на разных временных срезах рассматриваемого этапа в состав более крупных морских и пресноводных водоемов.

На протяжении этого длительного этапа преобладали вертикальные тектонические движения, площадное и временное проявление которых определялось как блоковой и складчатой структурой кристаллического фундамента, так и увеличением интенсивности складчатых движений в соседних с Карелией подвижных геосинклинальных областях. Ярусы рельефа, вы-

деляемые в пределах как рассматриваемой территории, так и всей Карелии, отражают дифференцированное движение блоков земной коры по зонам древних и омоложенных разломов. Последняя активизация вертикальных тектонических движений началась в неоген-четвертичное время.

Ледниковый этап. На протяжении четвертичного периода (последние 1,8 млн лет) покровные оледенения неоднократно перекрывали обширные пространства северной Евразии и Америки. Учитывая географическое положение (близость к скандинавскому центру оледенений) и геоморфологическое строение (расположение в пределах крупного понижения рельефа – Онежской котловины) рассматриваемой территории, можно с уверенностью утверждать, что на протяжении всех скандинавских оледенений район заповедника «Кивач» находился в зоне усиленной ледниковой экзарации активной ледниковой лопасти, продвигавшейся по глубокой Онежской котловине, ограниченной с флангов высокими, до 200–300 м, ледораздельными возвышенностями. Хотя в четвертичном периоде ледниковые эпохи чередовались с теплыми межледниковьями, продолжительность последних была в 10 раз меньше (Каплянская, Тарноградский, 1993), и основными рельефообразующими факторами, без сомнения, были ледниковая эрозия и аккумуляция. Значительные объемы скальных пород были разрушены и вынесены за пределы Фенноскандинавского щита в ходе плейстоценовых оледенений.

Последний поздневалдайский ледниковый покров перекрыв рассматриваемую территорию около 20 тыс. лет назад и достиг максимума в своем площадном развитии около 16–17 тыс. лет назад. В это время край его восточного сектора проходил примерно по линии Вологда – Мезень – мыс Канин Нос (Демидов и др., 2005). Мощность ледникового покрова превышала 2 км в центре оледенения в северной части Ботнического залива и, вероятно, составляла около 1 км в районе заповедника «Кивач». Отступление ледникового края с территории заповедника происходило во второй половине интерстадиала аллерёд в интервале 11,6–11,5 тыс. лет назад, поскольку северная часть Заонежского п-ова была свободна ото льда уже 11,6–11,5 тыс. лет назад, а район пос. Гирвас – около 11,4 тыс. лет назад (Шелехова и др., 2005; Saarnisto, Saarinen, 2001). На протяжении около 10 тыс. лет на территории заповедника преобладали процессы экзарации – ледниковой эрозии, разрушения и полировки скальных пород движущимся материковым льдом. Разноразмерные обломки горных пород ледник отложил в виде морен – смеси валунов, гравия и песка, слагающих пологохолмистые моренные равнины. Основная часть обломочного материала перемещалась ледником только на несколько километров, поэтому

вещественный состав ледниковых отложений довольно хорошо отражает петрографо-минеральный состав подстилающих пород. Моренные равнины занимают около 60% площади заповедника.

Котловины большинства крупных озер, особенно развитых в пределах малопрочных карбонатных и сланцевых толщ, были в той иной степени переработаны и углублены в ходе как последнего, так и более древних плейстоценовых оледенений. В ходе деградации оледенения тело ледника было разбито многочисленными трещинами и туннелями, по которым шел сброс талых ледниковых вод. На рассматриваемой территории сброс ледниковых вод проходил по двум флювиогляциальным системам, пересекающим заповедник в субмеридиональном направлении в его центральной и восточной частях. Руслу этих потоков, сложенные песчано-гравийно-галечными отложениями, после таяния ледника спроектировались на ледниковое ложе, сформировав протяженные озовые гряды и флювиогляциальные дельты, описанные выше.

Послеледниковый озерный этап. В ходе деградации оледенения у края Онежской ледниковой лопасти в котловине Онежского озера сформировался крупный и глубокий приледниковый водоем, продвигавшийся на северо-запад вслед за отступающим краем ледника (рис. 3, А). Когда край ледника отступал с территории заповедника около 11600–11500 лет назад, уровень Онежского приледникового озера достигал высотных отметок 120–125 м (Демидов, 2004). В основании разреза донных отложений ламбы Шавнилампи, к северу от пос. Гирвас, ниже маркирующего горизонта розовых ленточных глин, сформировавшегося 11300 лет назад, насчитывается около 100 годичных лент. Таким образом, его формирование началось около 11400 лет назад (рис. 3, А; 4). Практически вся территория заповедника была перекрыта водами приледникового водоема, за исключением небольших скальных островков на водоразделе современных озер Мунозеро и Пертозеро. Вместе с тальми ледниковыми водами в водоем поступало значительное количество песчано-глинистого материала. На территории заповедника процессы ледниковой эрозии и аккумуляции сменяются осаждением сезонно слоистых ленточных глин на дне глубокого приледникового водоема. Наибольшей мощности и распространения они достигают в депрессиях ложа в центральной и восточной частях заповедника, вдоль флювиогляциальных систем, по которым и шло основное поступление талых вод и песчано-глинистых наносов в водоем (рис. 2). Около 11300 лет назад, после освобождения от материкового льда Онежско-Беломорского и Онежско-Ладожского перешейков, Онежское приледниковое озеро получает сток в Белое море через Выгозеро, а чуть позднее и в Ладогу через оз. Шотозеро и

р. Видлицу (Демидов, 2004). Уровень водоема падает примерно на 25 м, и площадь скальных островов в западной части заповедника значительно увеличивается, но основная его часть остается под водой (рис. 3, А). Ледниковые воды поступают в Онежское озеро от отступившего края ледника только через долины современных рек Суны и Семчи, в устье которых, около пос. Гирвас, формируется крупнейшая в Карелии экстрамаргинальная дельта (рис. 3, А). Площадь дельты составляет около 30 км², мощность – около 40 м, что говорит о значительном дебите этой системы, а абсолютная высота ее поверхности, указывающая на уровень древнего водоема, составляет 95–100 м (Бискэ, 1959). Поскольку ледник уже отступил из котловины водоема, количество песчано-глинистого материала, поступающего в озеро, резко сокращается, что отражается и на мощности сезонных слоев в ленточных глинах. Если ранее в год накапливалось 5–7 мм осадка, то после отступления ледникового края из котловины озера мощность годичных слоев падает до 2–3 мм.

На скальных островах западной части заповедника преобладают процессы выветривания и промерзания, размыва маломощных морен в береговой зоне огромного и холодного водоема. Заонежский и Кондопожский полуострова представляли собой небольшие архипелаги островов, а западный берег древнего водоема находится примерно в 10 км к западу от территории заповедника, у западного побережья современного Пялозера (рис. 3, А).

Около 10700 лет назад край ледника отступает из водосборного бассейна Онежского озера в западной Карелии, талые воды прекращают поступать в водоем и накопление ленточных глин сменяется накоплением гомогенных алевритов (рис. 4). Уровень водоема начинает постепенно падать, но в конце позднего дриаса около 10300 лет назад новая мощная регрессия, связанная с открытием стока по р. Свири, вызывает резкое падение уровня озера до отметок 80–75 м (рис. 4). В районе пос. Гирвас осушаются обширные песчаные террасы. Время регрессии определяется по началу накопления сапропеля в небольших озерах, бывших до регрессии заливами древнего Онежского озера. Судя по данным радиоуглеродного анализа, накопление сапропелей на дне озер Шавнилампи (88 м) и Большое Хавгилампи (79 м) началось соответственно 10490 ± 110 , 9780 ± 420 (ЛЕ 6988) и 10060 ± 130 (ЛЕ 6986) лет назад (Шелехова и др., 2005). Около 10300 лет назад прекращается осадконакопление и в разрезе Готнаволока, расположенном на высоте 88 м (Елина и др., 2000) (рис. 4). Река Суна прорезает глубокий каньон в песчаных отложениях Гирвасской дельты. Западная часть заповедника представляет собой полуостров, соединенный с материком узким перешейком, расположенным к западу от современного оз. Мунозеро

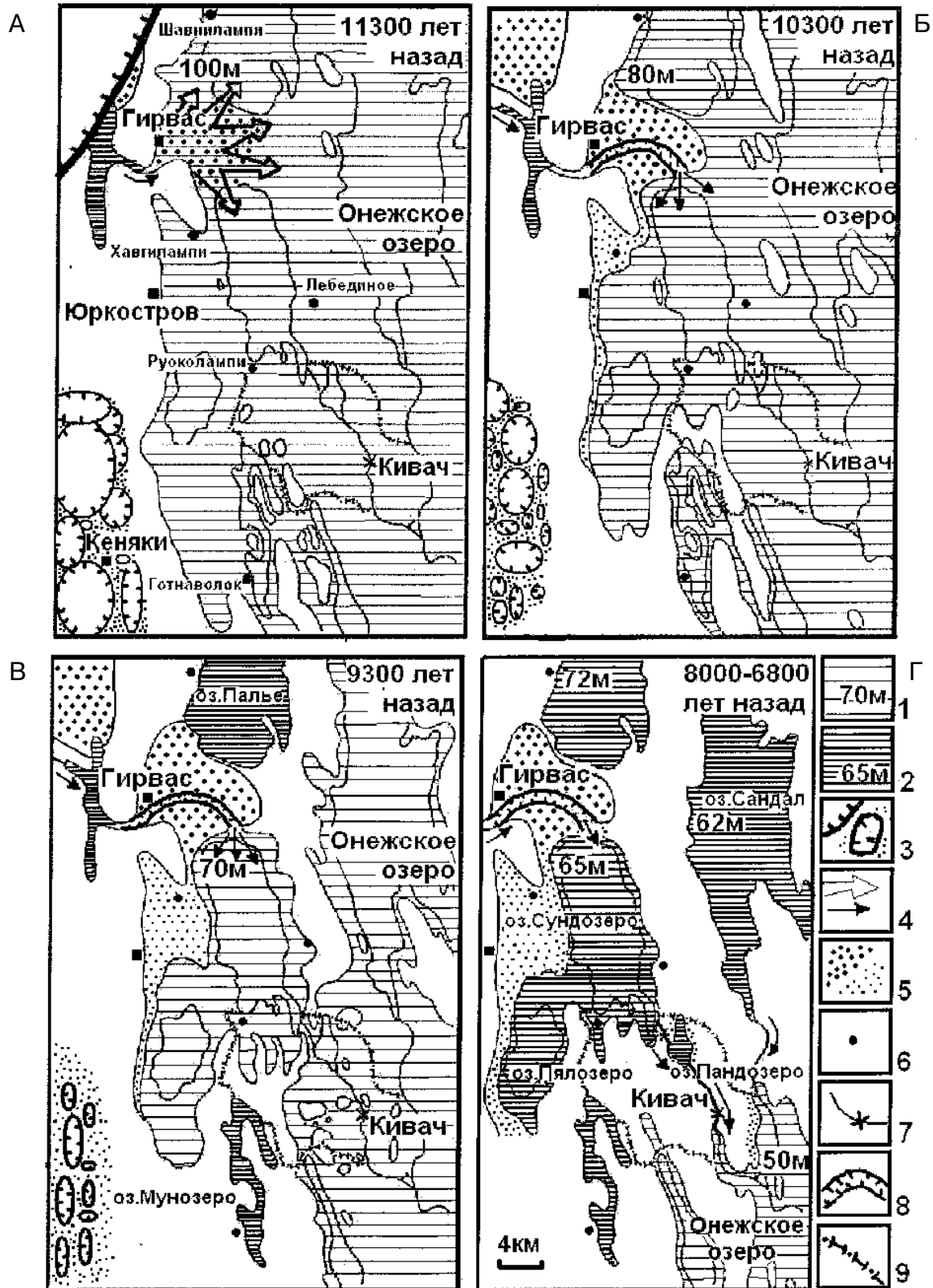


Рис. 3. Развитие Онежского озера в поздне- и послеледниковье в северо-западном Прионежье:

1 – акватория древнего Онежского озера и абсолютная высота его уровня, 2 – акватории других водоемов и абсолютные высоты их уровней, 3 – край ледникового покрова и массивы мертвого льда, флювиогляциальные дельты и зандры, 4 – направления течения, озерные и водно-ледниковые пески, 5 – гравийно-галечные отложения флювиогляциальных дельт и зандров и песчаные водно-ледниковые и озерные осадки, 6 – местоположения цитируемых разрезов, 7 – пороги и водопады, 8 – эрозионные долины, 9 – граница заповедника «Кивач»

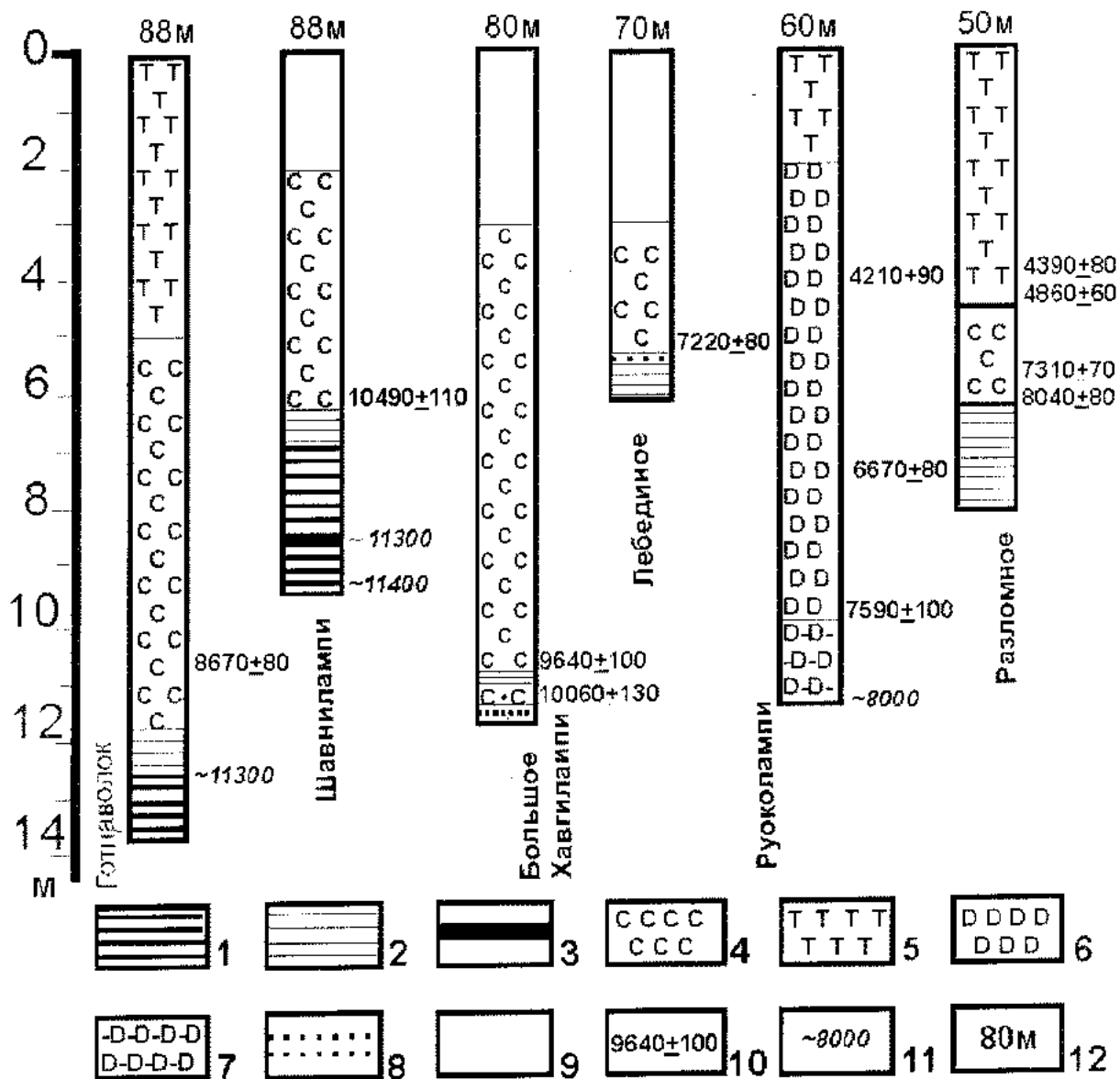


Рис. 4. Разрезы донных отложений северо-западного Прионежья (с использованием данных: Елина и др., 2000; Филимонова, Шелехова, 2005):

1 – ленточные глины, 2 – гомогенные глины, 3 – розовато-коричневые глины – маркирующий горизонт, 4 – сапропели, 5 – торфа, 6 – диатомиты, 7 – глинистые диатомиты, 8 – пески, 9 – вода, 10 – радиоуглеродные датировки абсолютного возраста, 11 – расчетные датировки, 12 – высота разрезов над уровнем моря

(рис. 3, Б). В целом климатические условия остаются суровыми. Край ледника располагается в западной Карелии, примерно в 170 км от заповедника, в 10 км к юго-западу мертвые льды перекрывают Вохтозерскую возвышенность на площади около 1000 км², а с востока и севера простирается огромный и холодный Онежский водоем, большую часть года перекрытый льдом (рис. 3, Б). Вероятно, с этого времени начинается и колонизация территории заповедника растительностью, перигляциальными полинно-маревыми группировками в сочетании с тундровыми сообществами.

На протяжении последующих нескольких сотен лет климатические условия улучшаются и наблюдается трансгрессия водоема, вероятно

связанная с оползневыми процессами в долине р. Свири – пороге стока из Онежского озера. Уровень водоема поднимается на 3–5 м, и на какое-то время воды Онежского озера опять проникают в котловину ламбы Большое Хавгилampi, где формируется глинистый прослой мощностью 1–2 см, залегающий на ранее отложенных сапропелях (рис. 4). Очередная значительная регрессия происходит в конце пребореального периода около 9600–9300 лет назад, и уровень падает до 70–65 м. Хорошо выраженные береговые образования на таких высотах формируются на северо-западном побережье Сундозера и у дер. Юркостров. Ламба Большое Хавгилampi опять отделяется от акватории Онежского озера, и на глинистом слое опять

начинает осаждаться сапропель, возраст которого составляет 9640 ± 100 (ЛЕ 6987) лет. Сундозеро и Пяозеро все еще остаются мелководными заливами, соединяющимися с акваторией Онежского озера узким проливом в районе современного Сундозерско-Пандозерского водораздела, а оз. Мунозеро принимает очертания, близкие к современным (рис. 3, В). Вся юго-западная часть заповедника развивается в субазральных условиях. При потеплении климата здесь формируются березовые и сосново-березовые леса (Елина и др., 2000), хотя на открытом для северных ветров побережье крупного и холодного водоема продолжают господствовать тундровые сообщества. Начинаются процессы заболачивания (рис. 4).

Вероятно, первые люди проникли на территорию заповедника, а также на побережья Сундозера и Пяозера именно в бореальном периоде. Относительно теплый климат, развитие сосново-березовых лесов, множество заливов и островов, защищенных от волн Онежского озера, способствовали расселению человека. Многочисленные стоянки раннего мезолита известны на северном побережье Онежского озера в районах Медвежьегорска и Повенца на абсолютных отметках 55–60 и до 70 м (Панкрушев, 1978). В это время уровень Онежского озера на территории заповедника «Кивач» составлял соответственно 60–65 и до 75 м. Древние люди могли водным путем проникать по Сунскому проливу в Пяозерско-Сундозерский залив и далее по р. Суне подниматься далеко вглубь континента.

На границе бореального и атлантического периодов около 8100–7800 происходит новая крупная регрессия водоема, которая сменяется раннеатлантической трансгрессией и очередной регрессией в среднем атлантикуме около 7000–6700 лет назад (Девятова, 1986; Елина и др., 2000). В северной оконечности Лижемской губы в болоте Разломное сапропели с возрастом 8040 ± 80 лет залегают на позднедриасовых глинах на высоте около 43 м (Елина и др., 2000). Вероятно, в ходе этой позднебореальной регрессии, когда уровень Онежского озера на территории заповедника «Кивач» упал примерно до 50–45 м, и сформировался водопад Кивач на р. Суне на отметках 51 м. В это время Онежское озеро проникало вглубь заповедника по долинам рек Суны и Сандалки, а также по котловинам Кончезера и Пертозера в оз. Рагуйлампи (рис. 1; 3, Г). Вероятно, некоторое время озера Пяозеро и Сундозеро представляли собой единый водоем с порогом стока на высоте около 65–70 м на современном Сундозерско-Пандозерском водоразделе. Но довольно быстро р. Суна углубляет этот порог стока, происходит падение уровня водоема и формируются озера Пяозеро, Сундозеро и небольшое озерко Руоколампи с очертаниями, близкими к современным. Регрессия произошла около 8000 лет назад, поскольку радиоугле-

родная датировка сапропеля в 1 м выше его контакта с подстилающими глинами на дне оз. Руоколампи, расположенного на высоте 60 м, дала возраст 7590 ± 100 (Филимонова, Шелехова, 2005) (рис. 4).

Возможно, водопад Кивач образовывался дважды. В ходе раннеатлантической трансгрессии (7800–7300) воды Онежского озера поднимались по долине Суны и могли перекрыть уступ водопада, а в среднеатлантическое время в результате масштабной регрессии (7200–6800 лет назад), оставившей следы практически на всех побережьях Онежского озера, уровень в восточной части заповедника опять опустился ниже 50 м. На перешейке между озерами Сундозеро и Сандал на месте обширного болота южнее оз. Чуксолампи, вероятно, существовал остаточный водоем, спуск которого произошел через котловины озер Лебедино и Муталампи во время среднеатлантической регрессии около 7300–7000 лет назад. Возраст базальных слоев сапропеля, залегающих с резким контактом на песках на дне оз. Лебедино (70 м), составляет 7220 ± 80 лет (ЛЕ 6991).

В конце атлантического периода, около 4800 лет назад, уровень Онежского озера находился на отметках около 44 м и береговая линия водоема проходила в районе устья р. Сандалки, а к началу субатлантического времени, 2500 лет назад, береговая линия приняла очертания, близкие к современным.

В атлантическом периоде – климатическом оптимуме голоцена – на территории северо-западного Прионежья распространились сосновые и еловые леса с участием широколиственных пород (Елина и др., 2000). Благоприятный климат способствовал дальнейшему расселению древнего человека. Нахождение его стоянок, относимых к этому периоду, возможно в пределах песчаных береговых образований древнего Онежского озера – по берегам р. Суны выше устья р. Сандалки и на побережьях оз. Гимойлампи, к северу от Пертозера.

Одной из важнейших особенностей новейшего тектонического режима территории в голоцене стало проявление компенсационного гляциоизостатического поднятия земной коры, лишившейся нагрузки мощного ледникового покрова. Поднятие северных побережий Онежского озера сопровождалось не только отступлением береговой линии древнего водоема, но и сильными землетрясениями, следы которых в виде разнообразных сейсмодислокаций в коренных породах и четвертичных образованиях известны в северном Прионежье (Лукашов, 2004). Вероятно, часть коллювиальных обвалов и осыпей в западной, наиболее возвышенной части заповедника также сформировалась в результате послеледниковых землетрясений, предположительно в бореальное – атлантическое время.

Работа выполнена при финансовой поддержке заповедника «Кивач» по Договору 1976 г. и гранта РФФИ 03-05-64760.

Литература

- Афанасьев А. П., Рубинраут Г. С., 1979. Основные этапы корообразования и выравнивания на Кольском полуострове // Кора выветривания восточной части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН. С. 65–84.
- Бискэ Г. С., 1959. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск. 307 с.
- Девятова Э. И., 1986. Природная среда и ее изменения в голоцене. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. 109 с.
- Демидов И. Н., 2004. Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. С. 207–218.
- Демидов И. Н., Кйяер К. Х., Ларсен Э. А. и др., 2005. Восточный фланг последнего скандинавского ледникового покрова: новые данные о возрасте и положении // Квартер-2005. Материалы IV Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Сыктывкар: Геопринт. С. 113–115.
- Елина Г. А., Лукашов А. Д., Юрковская Т. К., 2000. Позднеледниковье и голоцен Восточной Финляндии. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. 241 с.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д., 1993. Гляциальная геология. СПб.: Недра. 328 с.
- Лукашов А. Д., 2004. Геодинамика новейшего времени // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. С. 150–191.
- Панкрушев Г. А., 1978. Мезолит и неолит Карелии. Т. 1: Мезолит. Л.: Наука. 135 с.
- Сыстра Ю. И., 1991. Тектоника Карельского региона. СПб.: Наука. 176 с.
- Филимонова Л. В., Шелехова Т. С., 2005. Динамика уровня режима, зарастания и заторфовывания озера Руоколампи (заповедник «Кивач») в голоцене // Биоразнообразие, динамика и ресурсы болотных экосистем Восточной Финляндии: Тр. Карельского научного центра РАН. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. С. 121–132.
- Шелехова Т. С., Васьюк О. В., Демидов И. Н., 2005. Палеоэкологические условия развития северо-западного Прионежья в позднеледниковье и голоцене // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. С. 149–157.
- Этапы тектонического развития докембрия Карелии, 1973 / В. А. Соколов (ред.) Л.: Наука. 174 с.
- Saarnisto M., Saarinen T., 2001. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the lake Onega basin to the Salpausselkyä End Moraine // Global and Planetary Changes. 31. Elsevier Science. P. 333–405.