

И. Н. Демидов

О МАКСИМАЛЬНОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ОНЕЖСКОГО ПРИЛЕДНИКОВОГО ОЗЕРА, ИЗМЕНЕНИЯХ ЕГО УРОВНЯ И ГЛЯЦИОИЗОСТАТИЧЕСКОМ ПОДНЯТИИ ПОБЕРЕЖИЙ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ *

Онежское озеро, второй по величине пресноводный водоем Европы, имеет площадь зеркала около 10 000 км², площадь водосбора более 56 000 км², абсолютную отметку зеркала воды 33 м над уровнем моря (Атлас..., 1989) (рис. 1). Котловина водоема тектонического происхождения, представляет собой сложный грабен, расположенный на границе юго-восточной части Фенно-скандинавского кристаллического щита и осадочных образований Русской платформы.

В последние годы получено много новых данных по истории развития водоема с начала деградации последнего оледенения. Освобождение водосборного бассейна Онежского озера от материкового льда началось в интерстадиале бёллинг (по С¹⁴ ~12,5 тысяч лет назад = т. л. н.) и завершилось в начале молодого дриаса (~10,7 т. л. н.), когда край ледника стадии сальпаусселькя I отступил в западную Карелию и в водоеме прекратилось осаждение ленточных глин (Демидов, 2004; Saarnisto, Saarinen, 2001).

На побережьях крупного водоема сохранились древние береговые образования, позволяющие определить его размеры и уровни на разных временных срезах поздне- и послеледниковья, особенности гляциоизостатического поднятия его побережий. Для определения масштаба гляциоизостатического перекоса котловины водоема необходимы знания не только по размерам древнего озера, но и по причинам изменения его уровня, связанным с открытием новых порогов стока и геологическими процессами в их пределах. Предложенная модель формирования Онежского приледникового озера (ОПО) и гляциоизостатического поднятия его побережий основана на комплексном изучении и датировании береговых и донных образований водоема.

История изученности

Начало изучения гляциоизостатического перекоса котловины Онежского озера было положено работа-

ми Б. Ф. Землякова (1936), который на основании имевшихся данных по высотам береговых образований (Дьяконова-Савельева, 1928; Верещагин, 1931; Марков и др., 1934), характеру побережий, местоположению археологических стоянок установил положение линии тектонического перекоса котловины озера от истока р. Свири на северо-восток на устье р. Водлы (рис. 1, А–А). Позднее Г. А. Панкрушев (1978) по материалам высотного положения известных в то время мезолит-неолитических стоянок предложил свой вариант положения линии перекоса котловины – от истока р. Свири на восток-северо-восток на устье р. Андомы (рис. 1, В–В). Им же предложена и методика определения возраста террас и расположенных на них археологических памятников по экстраполированной кривой гляциоизостатического поднятия северных побережий, подразумевавшей их равномерно-замедленное поднятие. Данные радиоуглеродного датирования времени формирования террас подтвердили вариант Б. Ф. Землякова о положении линии равновесия между истоком р. Свири и устьем р. Водлы (Демидов, 2004). Г. С. Бискэ с коллегами (Бискэ и др., 1971) на основании резких колебаний положения известных им наиболее высоких линий береговых образований ОПО или контактов морены с водными отложениями пришли к выводу о резко дифференцированном поднятии побережий, отражающем сложную блоковую структуру кристаллического фундамента рассматриваемого района. Ими же была предложена модель формирования Онежского водоема в поздне- и послеледниковье, где главная роль отводилась именно сложно дифференцированным и весьма масштабным тектоническим движениям, в ходе которых формировались изолированные друг от друга водоемы в северной и южной частях котловины Онежского озера. Д. Д. Квасов (1976) на основе всестороннего анализа имевшихся в то время материалов по геологии и топографии региона в своей модели дегляциации региона и развития Онежского озера избежал чрезмерного увлечения масштабными тектоническими движениями. Древние береговые образования, преимуще-

* Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 03-05-64760.

щественно голоценового возраста, изучались и были датированы Э. И. Девятовой (1984, 1986) на основании результатов спорово-пыльцевого анализа. Комплексные исследования строения донных отложений озер и болот на гетерохронных террасах Онежского озера, включающие радиоуглеродное датирование и палеонтологические методы, проводились Г. А. Елиной (Елина, Филимонова, 1999; Елина и др., 2000), М. Саарнисто (Демидов, 2004, 2005; Saarnisto et al.,

1995). В последние годы получено много новых данных по строению донных и береговых образований Онежского озера (Бахмутов и др., 1986; Елина и др., 2000; Демидов, 2004, 2005; Демидов и др., 2006; Saarnisto et al., 1995; Saarnisto, Saarinen, 2001), палеоэкологическим условиям позднеледниковья (Елина и др., 2000; Лаврова, 2005; Wohlfarth et al., 1999, 2002, 2004), которые позволили установить особенности развития Онежского озера в позднеледниковье.

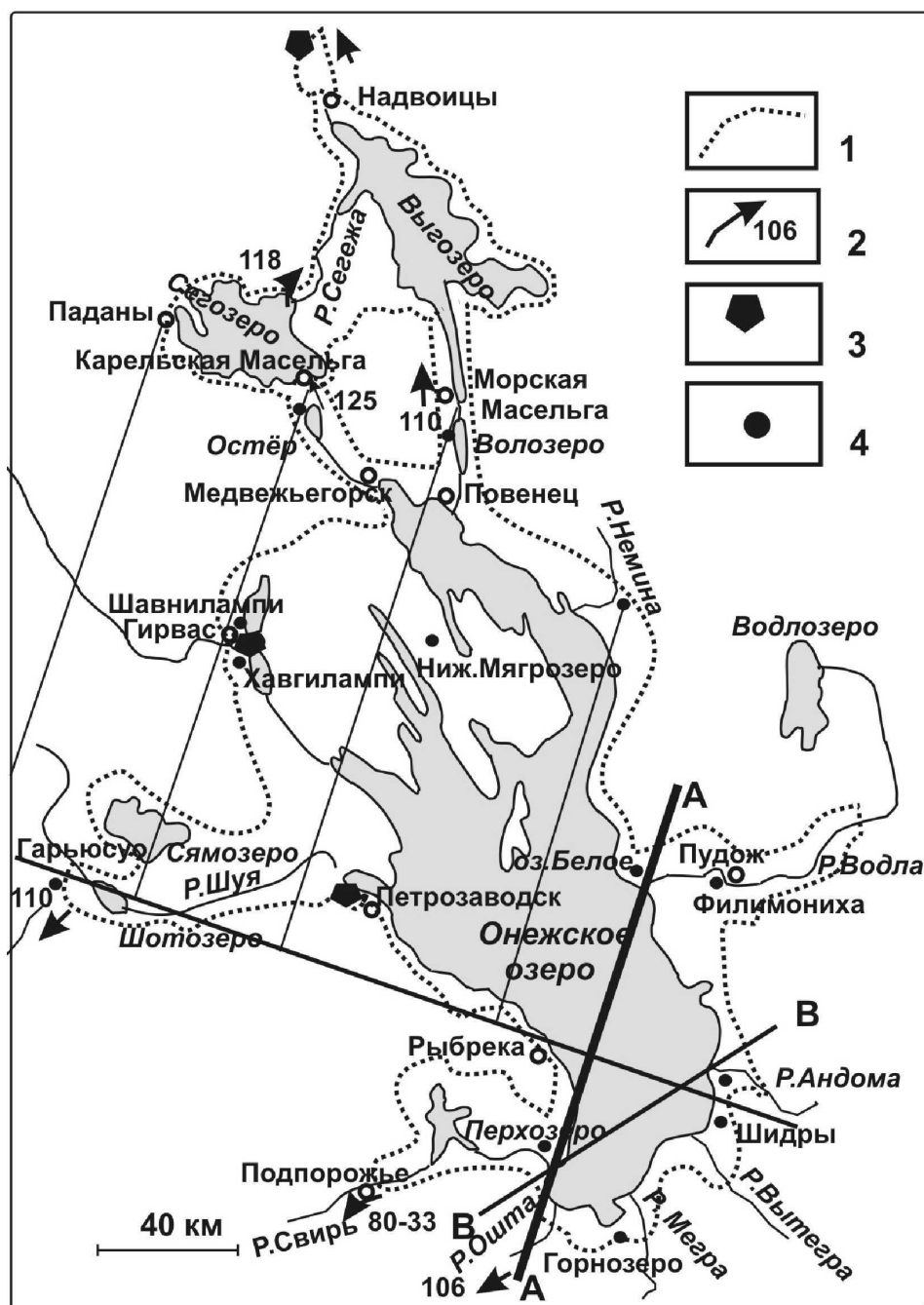


Рис. 1. Схема максимальной стадии развития Онежского приледникового озера (ОПО) и положения линии гляциоизостатического равновесия (оси перекаса котловины):

1 – береговая линия ОПО в максимальную стадию его развития; 2 – пороги стока и их высота над уровнем моря; 3 – флювиогляциальные дельты; 4 – местоположение упоминаемых разрезов. Положение оси перекаса котловины (А–А) и перпендикулярной к ней линии поднятия по Б. Ф. Землякову (1936). Положение оси перекаса котловины (В–В) по Г. А. Панкрушеву (1978)

Дегляциация котловины озера и формирование береговых образований в позднеледниковье

Поскольку высотные отметки и возраст древних береговых образований являются определяющими при построении моделей развития древних водоемов и гляциоизостатического поднятия их побережий, необходимо кратко остановиться на особенностях их формирования в различных природных условиях позднеледниковья.

Формирование береговых образований определяется динамикой и энергией взаимодействия на границе водный бассейн – побережье, в свою очередь зависящих от геолого-геоморфологического строения береговой линии, размеров водоема и климатических условий.

Для ранних стадий деградации последнего оледенения был характерен *ареальный* тип дегляциации, при котором обширные, в сотни квадратных километров, площади ледника в периферийной части оледенения теряли способность к течению, отчленились от тела ледника и в условиях холодного климата позднеледниковья, наличия вечной мерзлоты и мощного комплекса супрагляциальных (наледниковых) отложений пассивно таяли на протяжении тысячелетий, вплоть до раннего голоцена. Ареальный тип дегляциации господствовал с начала деградации оледенения до начала аллерёда (~11,8 т. л. н.) (Демидов, 2005). Формы рельефа вытаивания мертвого, погребенного льда – холмистые морены, камы, звонцы, гляциокарстовые воронки – широко развиты в рассматриваемом районе. Таким образом, на начальных этапах (12,5–11,8 т. л. н.) формирования ОПО водоем являлся фактически интрагляциальным. С севера он был ограничен фронтом активного ледника, а на юге, востоке и западе его побережья были сложены массивами мертвого льда мощностью в несколько десятков метров (рис. 2, А). С другой стороны, в условиях холодного климата позднеледниковья большую часть года ОПО было перекрыто мощными плавучими льдами с «впаенными» в них айсбергами. В таких условиях формирование и сохранение от последующего разрушения береговых образований происходили только на очень ограниченных участках побережий, в основном в руслах древних рек, где массивы мертвого льда таяли быстрее. В результате береговые образования позднеледниковья южного и восточного Прионежья развиты фрагментарно и слабо выражены в современном рельефе.

С аллередского потепления начинает преобладать фронтальный тип дегляциации, при котором край ледника, не обогащенный дебрисом подстилающих пород, быстро таял и последовательно отступал на северо-запад, без формирования крупных массивов мертвого льда. По мере отступления ледника ОПО получало новые пороги стока и его уровень последовательно снижался. На осушившихся побережьях формировались небольшие водоемы, в которых на песчаных и глинистых осадках ОПО начинали осаждаться характерные для небольших водоемов органогенные отложения –

илы и сапропели. Определение возраста базальных слоев этих донных отложений небольших озер, ранее входивших в состав ОПО, указывает приблизительно на время их отсоединения от акватории крупного водоема вследствие падения уровня последнего.

В южном Прионежье террасы ОПО наиболее детально изучены в устье и нижнем течении р. Вытегры, где таяние массивов мертвого льда происходило быстрее. По данным М. Н. Порывкина (1960), здесь выделяются слабо выраженные озерные террасы с отметками 100–105 м, хорошо выраженные озерные террасы на высотах 75–70 и 60–50 м, а также голоценовые террасы на отметках 45–40 и 38–35 м. Упоминается и терраса, расположенная ниже современного уровня (33 м) Онежского озера. Западнее, в среднем течении р. Мегры, на отметках 82–84 м располагается озерная равнина, сложенная гомогенными и неясно слоистыми суглинками. Террасы с тыловыми швами на отметках 84 и 90–91 м также известны в этом районе. Наиболее высокое положение ленточных глин в южном Прионежье наблюдается на восточном берегу р. Мегры и в оз. Горнозеро – 82–83 м (Демидов, 2005) (рис. 1). Высотные отметки террас из района р. Вытегры хорошо соотносятся с данными по р. Свири, где упоминаются террасы на отметках 80 и 60 м (Вигдорчик и др., 1968). По нашим данным, на участке р. Свири между моренной грядой, перегораживавшей долину реки восточнее г. Подпорожье, и Ивинским разливом встречены террасы на отметках 39–41, 46–48, 51–52, 66, 76 и 80–81 м.

Следует отметить, что по данным изучения топографических карт, моренная гряда, перегораживавшая долину р. Свири восточнее г. Подпорожье, имеет отметки поверхности чуть более 80 м при ширине примерно 5 км. Ширина современной долины р. Свири, врезанной в эту гряду, не превышает 2 км. На протяжении примерно 15 км вверх по течению р. Свири от этой гряды абсолютные отметки бортов долины составляют 70–60 м. В целом мощность четвертичных отложений в районе р. Свири в среднем составляет 50–70 м, и в строении покрова принимают участие как завалуненные морены, так и более подверженные размыву межморенные песчано-глинистые отложения (Вигдорчик, 1975). Широко развиты в районе и многочисленные формы вытаивания мертвого льда – холмистые морены и камы. Таким образом, после открытия стока из ОПО по долине р. Свири около 12 300 лет назад (Saarnisto, Saarinen, 2001), порог стока определялся высотой моренной гряды с отметками поверхности около 80 м, а затем высотой поверхности моренной равнины в 60 м. Это хорошо согласуется как с высотными отметками террас р. Свири, так и южного Прионежья в целом. По мнению Д. Д. Квасова (1976), позднее поддержанному М. Саарнисто (Saarnisto et al., 1995), после отступления края ледника р. Свирь быстро прорезала эту гряду, и уровень ОПО упал практически до современных отметок – 33 м, от него и рассчитывался масштаб гляциоизостатического перекаса котловины озера. По нашим данным, процесс врезания реки затянулся почти на тысячу лет (Демидов, 2004).

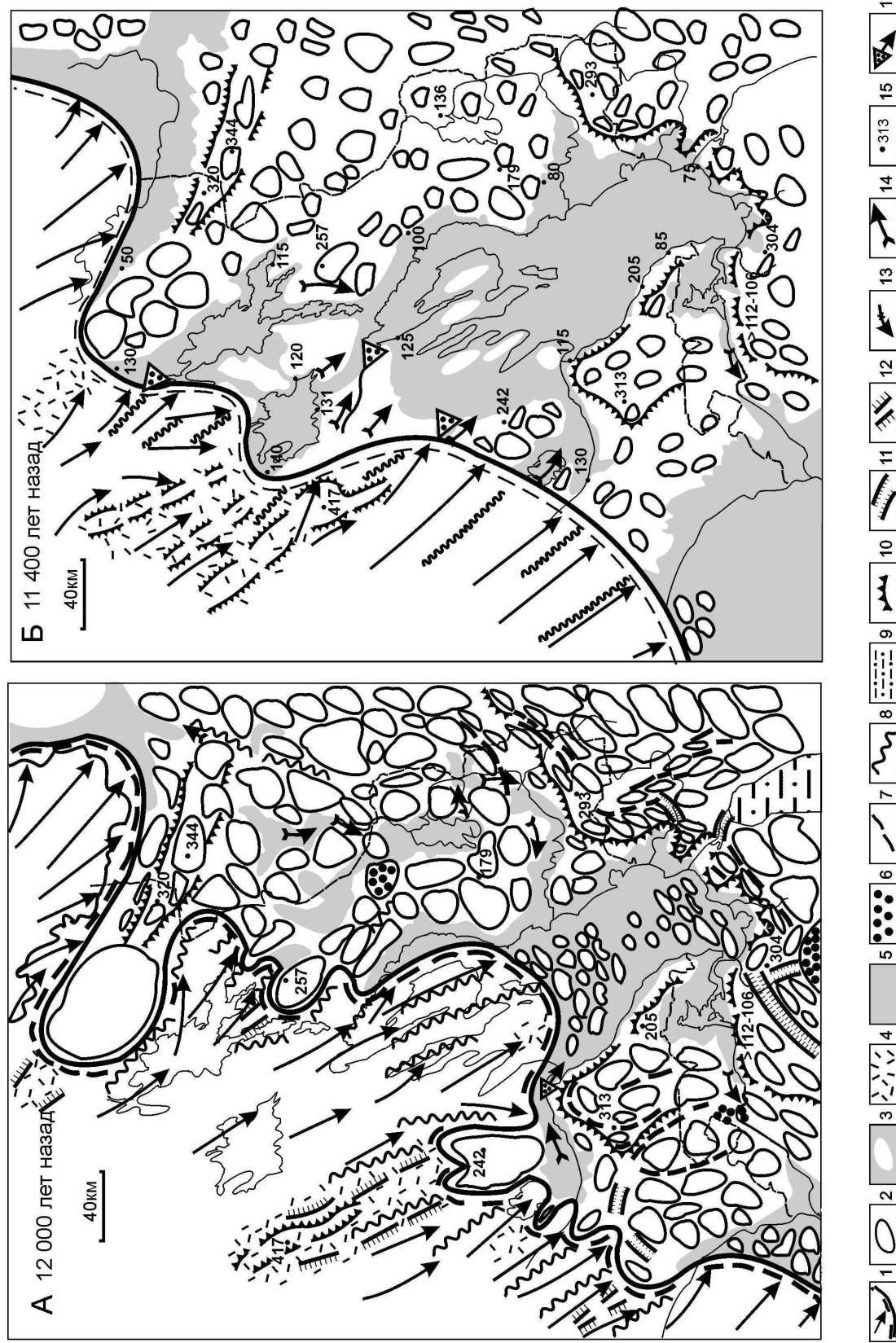


Рис. 2. Палеогеографическая схема деградации территории и формирования Онежского приледникового озера:

1 – край ледника и направление движения ледника; 2 – массивы мертвого льда на суше и айсберги в пределах водоемов; 3 – острова; 4 – пассивный лед в пределах ледоразделов; 5 – водоемы; 6 – зандры; 7 – красная зона оледенения; 8 – магистральные системы стока талых вод; 9 – озерно-ледниковая равнина на Онежско-Белозерском водоразделе; 10 – участки доледникового рельефа; 11 – эрозионные долины стока; 12 – ледораздельные зоны; 13 – пороги стока и их абсолютная высота; 14 – направления стока; 15 – абсолютные высоты ледоразделов, порогов стока и уровней древних водоемов; 16 – основные флювиогляциальные дельты

В северном и северо-западном Прионежье древние береговые образования развиты также неравномерно. В определении древних уровней водоема наиболее важную роль играют флювиогляциальные дельты, формировавшиеся на побережьях озера в устьях мощных потоков талых ледниковых вод на разных этапах дегляциации. Наиболее важные в палеогеографическом аспекте флювиогляциальные дельты располагаются на абсолютных отметках около 115 м в районе Сулажгоры на северной окраине г. Петрозаводска и на высоте 105–90 м в районе пос. Гирвас (Демидов, 2004) (рис. 1–2).

Развитие ОПО в котловине современного Онежского озера было детально рассмотрено в предыдущих работах (Демидов, 2004, 2005), поэтому лишь кратко остановимся на основных палеогеографических этапах его развития в позднеледниковье.

На начальных стадиях формирования Онежского приледникового озера (ОПО) водоем сформировался в низовьях р. Вытегры и южного побережья современного Онежского озера. Возможно, водоем входил в систему Верхневолжских озер, для которых был характерен уровень 120–130 м (Квасов, 1976). Открытие стока по сквозной долине рек Ошта – Тукша – Оять в бассейн Балтики произошло около 12,5–12,4 т. л. н., поскольку расположенный в 20 км к северу исток р. Свири освободился ото льда около 12,3 т. л. н. (Saarnisto, Saarinen, 2001). По мере врезания мощного потока в рыхлые отложения, развитые на пороге стока, уровень водоема снизился со 120 до 106 м – современной высоты водораздела рек Ошты и Тукши (рис. 1). Отложения этого этапа развития Онежского озера, представленные ленточными глинами, обнаружены нами в обрыве р. Мегры и на дне оз. Горнозеро на абсолютных отметках 83–88 м (Демидов, 2005).

Около 12,3 т. л. н. (Saarnisto, Saarinen, 2001) край ледника отступает из долины р. Свири, и ОПО получает новый, более низкий порог стока в Балтику. Его уровень падает до 85–80 м в истоке Свири и до 75 м в устье Вытегры, где формируются береговые уровни. По нашим данным, уровень 85–75 м оставался в южном Прионежье примерно в течение 900 лет и выработал береговые образования на этих отметках (Демидов, 2004).

Около 11 400 лет назад ОПО достигает максимальных размеров (рис. 2, Б). Край ледника протягивается от северного побережья Ладоги через оз. Ведлозеро к западному побережью Сегозера и далее через северное побережье Выгозера к Белому морю, огибая с севера мощную Сумозерскую возвышенность. Наивысшие уровни Сегозера составляют на южном берегу 134 м, а на западном – 141 м (Бискэ, 1959) при абсолютной высоте водораздела с Онежским озером 125 м (севернее оз. Остер). В связи с этим Сегозеро не могло быть изолированным, самостоятельным озером, а являлось заливом Онежского озера, как это и отмечалось ранее

(Земляков, 1936; Квасов, 1976). Озера соединялись проливом, ширина которого в наиболее узкой части у д. Карельская Масельга составляла около 200 м при глубине около 10 м (рис. 2, Б). В районе Выгозерского водохранилища известны многочисленные выходы ленточных глин на абсолютных отметках 90–95 м (Митрофанова, Филинцев, 1956; Бискэ, 1959), что позволяет предположить уровень приледникового водоема на высотах 115–130 м. Этот уровень хорошо соотносится с абсолютными отметками (130 м) поверхности мощной флювиогляциальной дельты к северо-западу от пос. Надвоицы, вероятно также формировавшейся в максимальную стадию развития ОПО (Ekman et al., 1991) (рис. 1; 2, Б). Поверхность Сегозерско-Выгозерского водораздела несет следы размыва, моренная равнина абрадирована, а в понижениях рельефа до отметок 100–115 м наблюдается и аккумуляция бассейновых осадков (район озер Уросозеро и Кямницкое) (Бискэ, 1959). Таким образом, ОПО в максимальную стадию включало в себя современные котловины Сегозера и Выгозера в пределах абсолютных высот от 140 м на западе до 115 м на востоке, а также Шуйскую низменность до отметок 120–130 м и значительные площади Водлинской и Ивинской низменностей (рис. 1; 2, Б). В районе Медвежьегорска и Петрозаводска уровень достигал 120–125 м, а на южном побережье ОПО – 85–70 м. Водоем был прогляциальным, т. е. непосредственно контактировал с краем ледникового покрова в районах западных побережий Выгозера, Сегозера, Сямозера, Шотозера и в районе пос. Гирвас (рис. 2, Б). На дне водоема отлагались типичные ленточные глины.

На рис. 3 реконструированы высотные положения зеркала ОПО в разные эпохи позднеледниковья и раннего голоцена. На линию поднятия, перпендикулярную линии перекоса (изостатического равновесия), вынесены высотные отметки разновозрастных береговых образований Онежского озера (рис. 1, 3). Угол наклона линий отражает и гляциоизостатический перекося котловины водоема. В юго-восточной части озера уровень максимальной стадии развития водоема соответствует хорошо выраженной террасе на высотах 75–70 м в устье р. Вытегры (Порывкин, 1960). В районе Петрозаводска ему соответствует уровень поверхности Сулажгорской дельты на высоте 115 м (Демидов, 2004), в районе Медвежьегорска – береговые образования Пергубы на высотах 125 м (Бискэ и др., 1971). Далее на северо-запад к уровню максимальной стадии развития ОПО относятся береговые образования в Сегозерской котловине с отметками 134 м в южной и 141 м в западной части (Бискэ, 1959). Хорошо ложатся на эту линию и береговые образования Рыбреки на высоте 85 м (Бискэ и др., 1971) юго-западного побережья и района р. Немины на высотах около 100 м на северо-восточном побережье озера (рис. 1, 3).

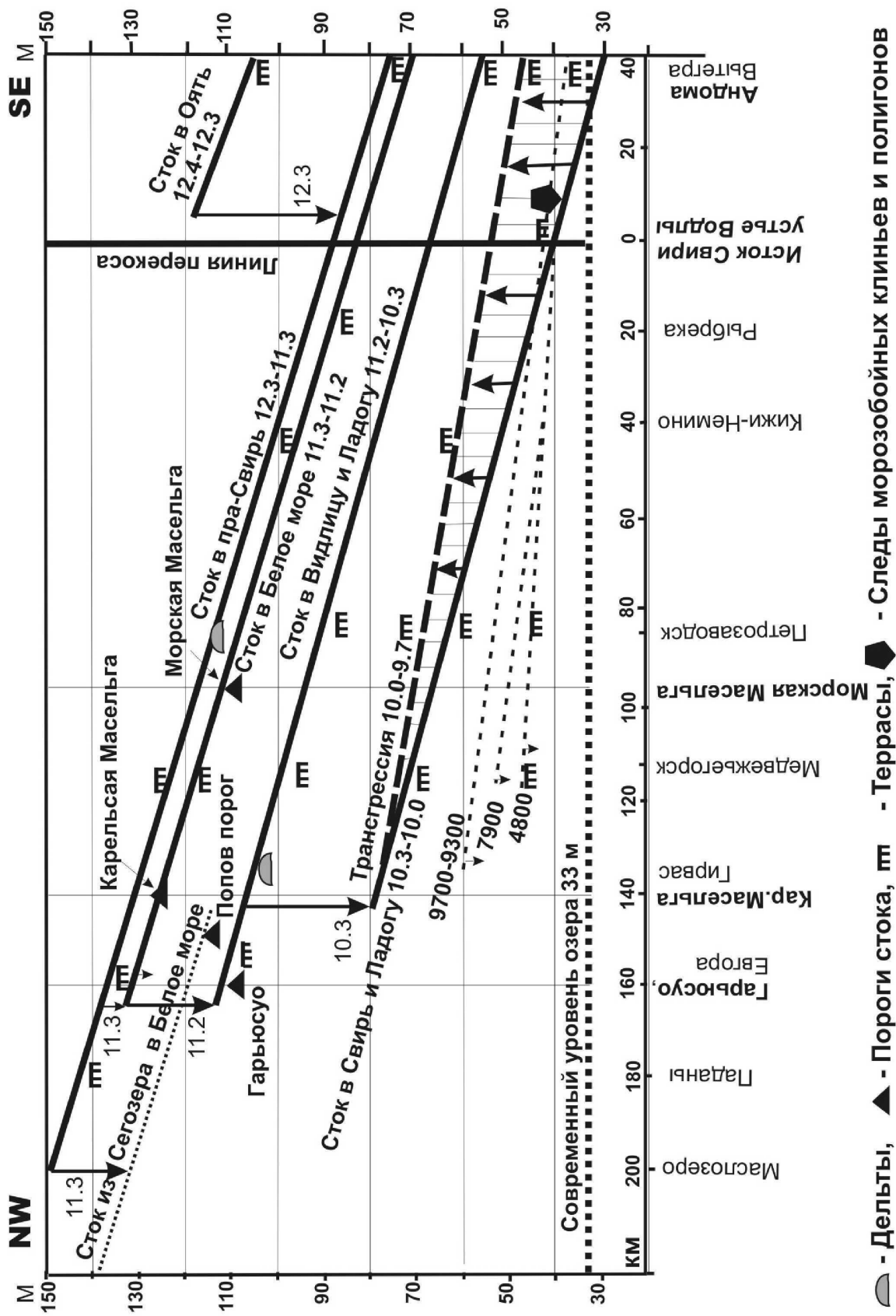


Рис. 3. Диаграммы положения и возраста (в тысячах лет) береговых образований и уровней Онежского озера для разных временных срезов позднеледниковья и голоцена

Пунктиром показаны уровни озера в голоцене по данным Э. И. Девятовой (1991), точками – уровень Сегозера после его отделения от Онежского приледникового озера, стрелками – падения и поднятия уровня водоема

Около 11 300 лет назад произошла масштабная регрессия ОПО в связи с открытием нового порога стока, отразившаяся в строении береговых и донных образований водоема (Демидов, 2004). По ранее предложенным моделям регрессия была связана с открытием стока в Беломорскую котловину через Онежско-Выгозерский (115 м) и Онежско-Сегозерский водоразделы (125 м) (Квасов, 1976; Демидов, 2004; Saarnisto et al., 1995) (рис. 1). В результате регрессии водоема и кардинальной смены направления течений в озере резко изменилась гидрохимическая обстановка на границе вода – донные отложения, что вызвало окисление приповерхностного горизонта донных осадков и формирование горизонта розовато-коричневых ленточных глин («розового» горизонта) мощностью 10–15 см, распространенного практически во всей акватории ОПО (Демидов, 2004). Ранее предполагалось, что во время продолжительного по времени стока из ОПО в Беломорскую котловину и формировалась крупная дельта с отметками поверхности 105–90 м у пос. Гирвас (Демидов, 2004). Однако анализ строения и положения высотных отметок порогов стока и основных флювиогляциальных дельт, а также положения края ледника во время регрессии позволяет утверждать, что регрессия происходила не в один, как предполагалось ранее (Демидов, 2004), а в два этапа. На первом этапе ОПО получило новый порог стока в Беломорскую котловину и его уровень снизился не более чем на 5–10 м и определялся высотой порога стока на Онежско-Выгозерском водоразделе (рис. 3). Следует отметить, что этот порог стока в районе д. Морская Масельга с отметками около 110–115 м в настоящее время находится на дне Беломорско-Балтийского канала, что затрудняет его исследования. А вот предполагаемый Д. Д. Квасовым (1976) и М. Саарнисто (Saarnisto et al., 1995) порог стока на высоте 125 м на Онежско-Сегозерском водоразделе, южнее д. Карельская Масельга, доступен для исследований. Порог стока представляет собой понижение в рельефе коренных пород шириной около 200 м и глубиной около 10 м. Дно понижения перекрыто мореной, но ни валунных мостовых, ни других следов интенсивного размыва в районе предполагаемого порога стока не наблюдается. Напомним, что террасы на южном берегу Сегозера имеют отметку 134 м, т. е. в пределах предполагаемого порога стока глубина пролива составляла около 9 м. Отсутствие явных следов размыва можно объяснить только резким падением уровня водоема, вызвавшим быстрое осушение Онежско-Сегозерского пролива. Если бы ОПО получило сначала новый порог стока на севере Онежско-Ладожского перешейка, то это вызвало бы и снижение уровня Сегозерского залива, размыв отложений в районе Онежско-Сегозерского водораздела южнее д. Карельская Масельга и последующую изоляцию Сегозера от ОПО. Таким образом, более вероятным представляется другой вариант развития событий – открытие стока из объединенного Онежско-Сегозерско-Выгозерского водоема

в Беломорскую котловину. Прорыв произошел у западных склонов Сумозерской возвышенности, между пос. Надвоицы и Летнереченский, поскольку южнее оз. Идель известна крупная дельта с отметками поверхности 130 м (Ekman et al., 1991), вероятно существовавшая в стадию максимального развития ОПО. После открытия стока уровень Выгозерского залива падает примерно до отметок 60 м и формируется самостоятельное озеро. Сегозерский залив ОПО также превращается в изолированное озеро, уровень которого составляет в восточной части около 114 м и контролируется высотными отметками Попов порога, по которому идет сброс воды в образовавшуюся р. Сегежу и далее в Выгозеро (рис. 3). Пролив у д. Карельская Масельга, соединявший Сегозеро с ОПО, быстро осушается, становится водоразделом с высотами 125 м. С севера от водораздела Сегозеро имеет уровень около 114 м, а с юга мелководный залив ОПО занимает котловину оз. Остер, достигая отметок 115–120 м. Уровень ОПО, лишившегося своих Сегозерского и Выгозерского заливов, контролируется порогом стока на высоте 110–115 м южнее д. Морская Масельга, через который идет сток в Беломорскую котловину. Южнее этого порога стока в заливе ОПО на месте современного оз. Нижнее Волозеро осаждаются песчаные отложения (Saarnisto et al., 1995).

Новая регрессия водоема происходит очень скоро и связана опять с открытием нового порога стока, но уже в Ладогу через северную часть Онежско-Ладожского водораздела – болото Гарьюсуо – р. Нялма – оз. Ведлозеро – р. Видлица (рис. 1, 3). Уровень ОПО падает примерно на 15 м, после чего наступает длительный период его стабилизации. Остерский и Волозерские заливы ОПО осушаются, и в остаточных ламбах, входивших в их состав, на песчаных отложениях начинают осаждаться сапропели. В безымянной ламбе, расположенной на высоте 104 м южнее водораздела и д. Морская Масельга, возраст сапропеля в 20 см выше контакта с подстилающим песком составляет $10\,830 \pm 110$ (Su 2139) лет, т. е. падение уровня произошло чуть ранее 11 000 лет (Saarnisto et al., 1995). Возможно, к этому же времени относится и начало накопления сапропелей в ламбе Лейкиламби на высоте 115 м, расположенной между оз. Остер и Сегозером. Здесь возраст сапропеля в 45 см выше контакта с подстилающими озерными песками составляет 9360 ± 80 (Su 2133) (Saarnisto et al., 1995) (рис. 4). Вполне можно предположить, что базальные слои сапропеля имеют возраст чуть более 11 000 лет. Эти датировки хорошо совпадают с серией радиоуглеродных датировок, полученных методом акселерированной масс-спектрометрии (AMS) из оз. Нижнее Мягрозера на Заонежском п-ове, из ленточных глин, непосредственно под «розовым» горизонтом, сформировавшимся в ходе диагенетических преобразований осадка при резком падении уровня ОПО около 11 300 лет назад (Демидов, 2004; Saarnisto, Saarinen, 2001) (рис. 4).



Рис. 4. Время позднеледниковых и раннеголоценовых регрессий Онежского озера по данным радиоуглеродного датирования разрезов донных отложений (с использованием данных: Saarnisto et al., 1995; Wohlfarth et al., 1999)

Новый порог стока из ОПО располагался в районе болота Гарьюсуо, примерно в 8 км на запад от западного побережья Шотозера. Современная отметка поверхности болота около 115 м, а мощность торфа достигает 5 м (Saarnisto et al., 1995). Долина небольшого ручья Кальяйоки, вытекающего из болота Гарьюсуо в бассейн р. Видлицы и Ладожского озера, несет следы размыва, встречаются валунные мостовые, указывающие на значительную силу водного потока. Эрозионная ложбина наблюдается и на дне мелководного Нялмозера, в которое впадает руч. Кальяйоки (Ресурсы..., 1972), а р. Видлица имеет хорошо выработанную широкую долину.

На рис. 3 построена линия береговых образований ОПО после открытия стока в Ладогу через р. Видлицу. В северо-западной части водоема положение линии определяется высотными отметками порога стока в болоте Гарьюсуо (~110 м), а на юго-западе – хорошо выраженной аккумулятивной террасой с береговыми валами на отметках 60–50 м в устье р. Вытегры (Порывкин, 1960). Совпадают с ре-

конструированным положением уровня воды и высотные отметки поверхности крупной Гирвасской дельты (105–90 м) и хорошо выраженные береговые уровни района Петрозаводска на высотах 82–90 м (Экман, 1982; Лукашов, Демидов, 2001). В районе истока Свири, а тогда Ивинского залива, а также в Водлинском заливе ОПО уровень составлял около 65 м.

Таким образом, суммарное падение уровня ОПО в ходе позднеаллерёдской регрессии, связанной с последовательным и, вероятно, почти одновременным открытием стока сначала в Беломорскую котловину, а затем и в Ладогу через р. Видлицу, составило около 25 м. Следует также отметить, что выше «розового» горизонта ленточные глины ОПО имеют микрослоистый характер, т. е. количество песчано-глинистого материала, привносимого в водоем с тальными ледниковыми водами, значительно сократилось, поскольку ОПО лишилось обширных Сегозерского и Выгозерского заливов, непосредственно контактировавших с краем ледника (рис. 2, Б). С этого времени ОПО переходит из прогляциальной стадии развития в пери-

гляциальную, а ледниковые воды продолжают поступать в водоем только через Гирвасскую экстрамаргинальную дельту еще на протяжении 600 лет, судя по количеству годовичных слоев ленточных глин выше «розового» горизонта (Демидов, 2004; Saarnisto, Saarinen, 2001).

Следующая масштабная регрессия Онежского озера, уже потерявшего связь с отступившим в западную Карелию краем ледника, произошла в самом конце позднего плейстоцена, после возобновления стока через р. Свирь в Ладогу. Датировки базальных слоев торфа болота Гарьюсуо в районе порога стока в р. Видлицу составляют $10\,040 \pm 80$ и $10\,020 \pm 80$ (Saarnisto et al., 1995) (рис. 4). В районе Гирвасской дельты датировки базальных горизонтов сапропеля в ламбе Большое Хавгилампи на высоте 80 м составляют $10\,060 \pm 130$ (ЛЕ 6986), а в ламбе Шавнилампи на высоте 88 м – 9780 ± 420 по холодным гуминам и $10\,490 \pm 110$ по горячим гуминам (ЛЕ 6988). На юго-восточном побережье Онежского озера в Андомском болоте базальные слои торфа на высоте 30 м имеют возраст $10\,060 \pm 120$ (ЛЕ 7047). В районе линии равновесия в устье р. Водлы уровень ОПО во время регрессии составил около 38–40 м (рис. 3). В разрезе озерно-аллювиальных тонкослоистых глин у д. Филимониха, напротив г. Пудож, выше серии мощных, по 13–19 мм, песчаных лент, указывающих на значительные эрозионные процессы, получена датировка $10\,205 \pm 150$ лет (Wohlfarth et al., 1999) (рис. 4). В песчаном карьере в 2 км к северо-западу от г. Пудож в отложениях песчаной террасы на высотах 42–40 м встречены следы морозобойных клиньев высотой более 2,5 м и шириной до 70 см. Клинья группируются в систему мерзлотных полигонов, формирование которых, вероятно, происходило до потепления климата 10 200 лет назад, в начале голоцена.

Таким образом, закрытие стока через болото Гарьюсуо и р. Видлицу и повторное открытие стока в р. Свирь произошло перед самым началом голоцена и вызвало падение уровня водоема примерно на 20 м, что привело к осушению больших площадей в береговой зоне и значительному врезанию рек. В разрезах донных отложений акватории Онежского озера наблюдается увеличение песчаных частиц на границе позднего дриаса и пребореала (Курочкина, 1976), часто наблюдаются и размывы на границе ленточных глин и вышележащих гомогенных алевроитов. Э. И. Девятова (1986), изучавшая береговые образования различных побережий Онежского озера и их спорово-пыльцевые спектры, описывает пребореальные отложения как «безжизненные белесые микрослоистые алевроиты, почти лишенные пыльцы. Мощность их превышает мощность всех более поздних накоплений (7–10 м)» (с. 83). Мы предполагаем, что именно значительная регрессия водоема в конце позднего плейстоцена предопределила такой облик пребореальных осадков. Интенсивное врезание рек после резкого падения базиса эрозии, а также процессы развешивания грунтов осушенных территорий,

еще не закрепленных почвенным покровом, обусловили значительное поступление песчано-алевритовых отложений в водоем.

Регрессия сменяется трансгрессией водоема, особенно проявившейся на его южных побережьях. Здесь в болоте Андомское на слое торфа мощностью около 0,5 м, отложившемся в ходе позднедриасовой регрессии, наблюдаются прослой пляжевого песка мощностью до 5–7 см. Возраст базальных горизонтов торфяника, залегающего на озерных песках этой трансгрессии в болоте Шидры, южнее устья Андомы на абсолютной высоте 38 м, составляет 9360 ± 50 (ЛЕ-6788) лет и хорошо коррелируется с данными по Жабинскому болоту (Марков и др., 1934; Бискэ, 1961). В районе линии гляциоизостатического равновесия в оз. Перхозеро, расположенном на высоте 49 м в 2 км к северу от истока р. Свири, возраст базальных слоев пятиметровой толщи сапропеля, залегающей на хорошо отмытых пляжевых песках, составляет 9170 ± 100 (ЛЕ 6525) лет. Севернее устья р. Водлы, также вдоль линии равновесия, возраст основания восьмиметровой толщи сапропеля, также залегающей на хорошо отмытых песках на дне оз. Белого, составляет 8780 ± 170 (ЛЕ 6784). Озеро располагается на абсолютной высоте 44 м, т. е. на том же уровне, где и вышеописанные морозобойные клинья и полигоны, но в 30 км к западу от них. Вероятно, следы морозобойных клиньев в обнажении песчаной террасы сохранились в ходе трансгрессии от размыва благодаря их положению в древнем и узком эстуарии, хорошо защищенном от волн Онежского озера многочисленными островами.

На юго-восточном побережье озера в ходе регрессии уровень водоема поднялся как минимум от отметок 30 м (основание Андомского торфяника) до отметок 40–45 м в районе р. Вытегры, где М. Н. Порывкиным (1960) описывались террасы на данном уровне, и не менее чем до отметок 50 м в районе линии равновесия, так как ламбы Перхозеро и Белое, расположенные соответственно в истоке р. Свири на отметке 49 м и в устье р. Водлы на высоте 44 м, были перекрыты водами этой трансгрессии (рис. 1, 3). Э. И. Девятова (1984, 1986) предполагала уровень озера в пребореале в районе устья Водлы на отметках более 50 м, а в районе Шолтозера, к северу от истока р. Свири, – 55–50 м.

На северо-западном побережье Онежского озера в оз. Большое Хавгилампи базальный горизонт сапропеля возрастом 10 060 лет отделен от вышележащей толщи сапропеля ярко выраженным прослоем глин мощностью 1–2 см. Выше него из сапропеля получена датировка 9640 ± 100 (ЛЕ 6986). Мы предполагаем, что в ходе трансгрессии уровень Онежского озера в северо-западной его части около пос. Гирвас поднялся всего на 1–2 м, примерно до отметок 79–80 м, и в оз. Большое Хавгилампи выше сапропелей отложился прослой глин (рис. 1, 3). В целом в этом районе, южнее пос. Гирвас, песчаные террасы образуют протяженную равнину на отметках 79–65 м.

В районах Медвежьегорска – Повенца и Петрозаводска известны террасы, поверхность которых постепенно снижается с высот 75 до 60 м (Порывкин, 1960; Экман, 1982), что, возможно, отражает неоднократный переувлажнение побережья на этих высотах в ходе регрессивно-трансгрессивных колебаний уровня водоема в начале голоцена.

Вероятно, причинами трансгрессии было не только начавшееся гляциоизостатическое поднятие северных побережий озера и короткое половецкое потепление в первой половине пребореала, вызвавшее таяние погребенных льдов и вечной мерзлоты. На наш взгляд, на существенный подъем уровня Онежского озера могли оказать влияние и геологические процессы в районе порога стока в долине р. Свири. Современная долина р. Свири на 20-километровом участке выше г. Подпорожья имеет ширину 1–2 км. После повторного открытия стока по р. Свири около 10 300 лет назад по C^{14} (около 12 000 календарных лет назад) долина реки представляла собой узкий каньон, врезанный в мощные и различные по гранулометрическому составу и физическим свойствам и, вероятно, местами еще мерзлые толщи четвертичных отложений. Широко были распространены и мощные массивы погребенного льда, окончательно растаявшие только в раннем, а местами и в среднем голоцене. Высота обрывистых берегов достигала, судя по топографии района, 30–50 м. В таких геолого-геоморфологических условиях врезание реки сопровождалось масштабными оползневными процессами, в значительной степени повлиявшими на течение реки и, вероятно, уровень Онежского озера. Современный расход (через р. Свирь) Онежского озера составляет около $18,4 \text{ км}^3$ в год, что соответствует 1870 мм слоя на зеркало воды озера (Атлас..., 1989). То есть при полном закрытии стока уровень водоема поднимался бы примерно на 2 м в год, а для поднятия уровня на 15 м потребовалось бы всего 8 лет. Таким образом, масштаб трансгрессии на южных побережьях Онежского озера в конце пребореального времени не кажется невероятным. В то же время значительная разница в отметках трансгрессии на северном и южном побережьях озера безусловно указывает на активизацию гляциоизостатического поднятия северных побережий озера (рис. 3).

Трансгрессия водоема сменилась очередной регрессией около 9700 лет назад, которая проявилась во многих водоемах, входивших в состав Онежского озера, и в строении его береговых образований. Э. И. Девятова (1986) отмечает, что накоплению бореальных отложений предшествовала обширная регрессия водоема и на контакте с размытой кровлей пребореальных осадков залегает горизонт галечников мощностью до 12 см. Наиболее древняя датировка, относимая к началу регрессии, получена из основания толщи сапропеля, залегающего на тонком прослое глин в оз. Большое Хавгилампи (80 м), в районе пос. Гирвас – 9640 ± 100 (ЛЕ 6987) (рис. 4). К данной регрессии относятся датировки базальных слоев са-

пропеля 9340 ± 60 (ЛЕ 6791) в ламбе на высоте 59 м у д. Немино на северо-восточном побережье, 9360 ± 50 (ЛЕ 6788) – в болоте Шидры на отметке 38 м южнее устья Андомы, а также уже неоднократно упоминавшиеся датировки 9170 и 8780 лет назад в ламбах Перхозеро и Белое в истоке р. Свири и устье Водлы (рис. 4).

Регрессии сменялись трансгрессиями и на протяжении всего голоцена. Колебания уровня были вызваны как существенными изменениями климатических условий – количества атмосферных осадков (Девятова, 1986; Елина и др., 2000), так и гляциоизостатическим перекосом котловины и эрозионно-оползневными процессами в районе порога стока в долине р. Свири (рис. 3).

Гляциоизостатическое поднятие побережий

На рис. 3 по углу наклона линий древних уровней ОПО отчетливо видно, что их выполаживание, обозначающее активизацию гляциоизостатического компенсационного поднятия северных побережий Онежского озера, началось примерно в середине пребореального периода, около 9800–9700 лет назад, в ходе начавшейся трансгрессии водоема. То есть гляциоизостатические движения земной коры активизировались спустя 1,5 тыс. лет после освобождения северных побережий озера от материкового льда (11 400–11 300 лет назад). В конце аллерёда, 11 400–11 200 лет назад, перекоп котловины составлял 30 м на 100 км, в конце позднего дриаса, 10 300 лет назад, – 25–27 м на 100 км, в конце пребореала, 9600 лет назад, – около 18 м на 100 км. Для сравнения, в южной Финляндии градиент перекопа составлял около 75 м на 100 км 10 200–10 400 лет назад, непосредственно после отступления с рассматриваемой территории ледников стадий сальпаусселькя I, II (10 800–10 200), и около 40 м на 100 км – 9000 лет назад (Saarnisto, 1991). Значительная разница в величине градиента легко объясняется положением сравниваемых районов по отношению к границе последнего оледенения (Демидов, 2005). Южная оконечность Онежского озера находится всего лишь в 40–50 км от границы максимальной стадии оледенения в районе южных склонов Вепсовской возвышенности, а юго-восточная Финляндия удалена от ближайших границ последнего оледенения на 400–500 км. Соответственно и мощность ледникового покрова была значительно выше, чем в котловине Онежского озера.

С другой стороны, на ранних стадиях деградации оледенения в бассейне Онежского озера преобладал ареальный тип дегляциации, при котором обширные массивы мертвого, погребенного льда консервировались и таяли на протяжении тысячелетий, вплоть до начала голоцена (Демидов, 2005), а в юго-восточной Финляндии дегляциация имела фронтальный характер и край ледника быстро отступал без образования массивов мертвого льда.

Береговые образования на различных побережьях ОПО хорошо укладываются в построенные линии древних береговых уровней для разных временных срезов позднеледниковья и раннего голоцена. Сколько-нибудь значимой дифференциации гляциоизостатических движений при построении приведенной модели развития ОПО выявлено не было. Как уже отмечалось, отсутствие береговых образований позднеледниковья на значительных по протяженности участках побережий Онежского озера объясняется не сложнодифференцированным характером гляциоизостатических движений, а особенностями ареальной деградации района, широким распространением на побережьях водоема массивов погребенного льда, препятствовавших формированию и сохранению береговых образований.

Без сомнения, активизировавшийся процесс гляциоизостатического перекоса котловины сопровождался значительными по силе землетрясениями, следы которых сохранились в виде десятков палеосейсмодислокаций в коренных породах и в четвертичных образованиях как в бассейне Онежского озера, так и в других районах Карелии (Лукашов, 2004). Наиболее древние из них датируются по ряду косвенных признаков также серединой пребореального периода (9800–9500 лет назад), но более надежные датировки радиоуглеродным методом имеют возраст 8920 ± 60 и 8500 ± 150 лет назад, т. е. относятся к бореальному периоду (Лукашов, 2004). Вполне вероятно, что сильные землетрясения могли происходить и в более ранние эпохи позднеледниковья и быть связанными не только с постепенным отступанием края ледника, но и с весьма быстрыми и масштабными регрессиями Онежского озера 11 300 и 10 300 лет назад, в ходе которых уровень огромного водоема быстро падал на 20–25 м и объемы воды порядка 250–300 км³ дренировались из рассматриваемого района в течение нескольких лет.

Заключение

Предложенная модель развития Онежского озера в позднеледниковье дополняет опубликованные ав-

тором материалы (Демидов, 2004, 2005) и существенно отличается от других сценариев развития деградации и гляциоизостатических движений рассматриваемого региона (Порывкин, 1960; Бискэ и др., 1976; Квасов, 1976; Панкрушев, 1978; Saarnisto et al., 1995). Модель создавалась на основе комплексного изучения древних береговых и донных образований Онежского озера, с использованием новых и ранее полученных данных по геолого-геоморфологическому строению территории, палеомагнитного и радиоизотопного датирования отложений. Если ранее гляциоизостатический перекоп котловины рассчитывался практически от современного уровня (33 м) Онежского озера, якобы очень быстро установившегося после открытия стока по р. Свири, то в предложенной модели обосновано медленное, в течение 900 лет, врезание р. Свири в отложения последнего оледенения. Впервые установлены масштабы, время и причины мощных позднеледниковых регрессий Онежского озера в конце аллерёда и в конце позднего дриаса, а также раннепребореальной трансгрессии.

Наиболее заметное гляциоизостатическое поднятие территории началось примерно в первой половине – середине пребореального периода, около 9800–9700 лет назад, по C¹⁴. Имеющиеся материалы по высотному положению и возрасту позднеледниковых и раннеголоценовых береговых образований позволяют утверждать, что гляциоизостатический перекоп Онежской котловины хотя и сопровождался сильными землетрясениями, вертикальными и горизонтальными подвижками земной коры на локальных участках, но в целом проходил довольно равномерно, без какой-нибудь резкой дифференциации. Береговые образования различных побережий Онежского озера хорошо укладываются в построенные для различных эпох позднеледниковья береговые уровни (рис. 3). Градиент гляциоизостатического перекопа района Онежского озера составлял для позднеледниковья – раннего голоцена 30–18 м на 100 км, что значительно ниже градиентов, рассчитанных для юго-восточной Финляндии, находившейся намного ближе к центру последнего оледенения на севере Ботнического залива.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас Карельской АССР.* М., 1989. 40 с.
- Бахмутов В. Г., Загний Г. Ф., Экман И. М. Палеомагнитные исследования и возможности стратиграфического расчленения, дальних корреляций и абсолютного датирования ленточных глин (на примере Карелии) // *Природа и хозяйство Севера.* № 14. Мурманск, 1986. С. 14–20.
- Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959. 307 с.
- Бискэ Г. С. К характеристике голоценовых отложений Карелии // *Вопросы голоцена.* Вильнюс, 1961. С. 267–281.
- Бискэ Г. С., Лак Г. Ц., Лукашов А. Д. и др. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск, 1971. 74 с.
- Демидов Г. К вопросу о неравномерном поднятии берегов Онежского озера // *Тр. Олон. науч. эксп. Ч. III,* вып. 2. Л., 1931.
- Вигдорчик М. Е. Геологическая карта СССР. (Карта четвертичных отложений) м 1 : 200 000. Р-36-XXIX. М., 1975.
- Вигдорчик М. Е., Гарбар Д., Оганесова А. М., Кобаков А. Г. Экскурсия по р. Свири // *Геологический путеводитель по каналу им. Москвы и Волго-Балтийскому водному пути им. В. И. Ленина.* Л., 1968. С. 174–178.
- Девятова Э. И. Палеогеография стоянок Шелтозера // *Археологические памятники бассейна Онежского озера.* Петрозаводск, 1984. С. 25–57.
- Девятова Э. И. Природная среда и ее изменения в голоцене. Петрозаводск, 1986. 109 с.

Демидов И. Н. Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 207–218.

Демидов И. Н. Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 134–142.

Демидов И. Н., Лукашов А. Д. Рельеф и четвертичные отложения ботанического сада Петрозаводского государственного университета как основа его современных ландшафтов // Hortus botanicus. № 1. Петрозаводск, 1991. С. 25–33.

Демидов И. Н., Лукашов А. Д., Ильин В. А. Рельеф заповедника «Кивач» и история геологического развития северо-западного Прионежья в четвертичном периоде // Природа государственного заповедника «Кивач»: Тр. Карельского научного центра РАН. Вып. 10. Петрозаводск, 2006. С. 22–33.

Дьяконова-Савельева Е. Н., Земляков Б. Ф. Исследования по четвертичной геологии на северном берегу Онежского озера // Изв. Гос. гидрол. ин-та. № 21. 1928. С. 11–26.

Елина Г. А., Филимонова Л. В. Этапы развития растительности и климата в восточном Заонежье в позднеледниковье – голоцене // Острова Кижского архипелага. Биогеографическая характеристика: Тр. Карельского научного центра РАН, сер. «Биогеография Карелии». Вып. 1. Петрозаводск, 1999. С. 21–27.

Елина Г. А., Лукашов А. Д., Юрковская Т. К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии. Петрозаводск, 2000. 241 с.

Земляков Б. Ф. Четвертичная геология Карелии. Петрозаводск, 1936. 103 с.

Квасов Д. Д. Происхождение котловины Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976. С. 7–40.

Курочкина А. А. Литология и хемотратиграфия донных отложений Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976. С. 74–127.

Лаврова Н. Б. Развитие растительности бассейна Онежского озера в ходе деградации последнего оледенения // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 143–148.

Лукашов А. Д. Геодинамика новейшего времени // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск, 2004. С. 150–191.

Лукашов А. Д., Демидов И. Н. Условия формирования рельефа и четвертичных отложений Карелии в поздне- и послеледниковье как основа становления современной природной среды // Биогеография Карелии: Тр. Карельского научного центра РАН, сер. «Биология». Вып. 2. Петрозаводск, 2001. С. 3–11.

Марков К. К., Порецкий В. С., Шляпина Е. В. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время // Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1934. Т. 4, вып. 1.

Митрофанова З. Т., Филинцев Г. П. Глины Карелии. Петрозаводск, 1956. 160 с.

Панкрусев Г. А. Мезолит и неолит Карелии. Л., 1978. 135 с.

Порывкин М. Н. Образование поперечных террас реки Вытегра и история развития Онежского озера // Тр. Гидропроекта. Сб. 3. М., 1960. С. 221–233.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 2: Карелия и Северо-Запад. Ч. 3. Л. 1972. 958 с.

Экман И. М. Маршрут в районе г. Петрозаводска // INQUA XI конгресс. Путеводитель экскурсий А-4, С-4. М., 1982. С. 34–46.

Ekman I., Bakhmutov V., Zagniy G. Upper Valdai-Veiksel (Valdai-Weichselian) chrono- and magnetostratigraphy in southeast Fennoscandia. Examples from Russian Karelia // Contribution to the origin of Quaternary deposits and their resources in Finland and northwestern part of the Russian Federation. GSF. Espoo, 1997. P. 75–85.

Ekman I., Ilyin V., Lukashov A. Site descriptions in the Karelian ASSR // Rainio H., Saarnisto M. (eds.). Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines. Field conference. GSF. Espoo, 1991. P. 103–146.

Saarnisto M. Chronology of the Salpausselkyä end moraines in Finland and fluctuations of southern Finland // Ibid. P. 7–24.

Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the scandinavian Ice Sheet from the lake Onega basin to the Salpausselkyä End Moraine // Global and Planetary Changes. 31. Elsevier Science. 2001. P. 333–405.

Saarnisto M., Gronlund T., Ekman I. Lateglacial of Lake Onega – contribution to the history of the eastern Baltic basin // Quaternary International. 1995. Vol. 27. P. 111–120.

Wohlfarth B., Bennike O., Brunnberg L. et al. AMS ¹⁴C measurements and macrofossil analyses of a varved sequence near Pudozh, eastern Karelia, NW Russia // BOREAS. Vol. 29. Oslo, 1999. P. 575–586.

Wohlfarth B., Filimonova L., Bennike O. et al. Late-Glacial and Early Holocene Environmental and Climatic Change at Lake Tambichozero, Southeastern Russian Karelia // Quater. research. 2002. 58. P. 261–272.

Wohlfarth B., Schwark L., Bennike O. et al. Unstable early-Holocene climatic and environmental conditions in northwestern Russia derived from multidisciplinary study of a lake-sediment sequence from Pichozero, southeastern Russian Karelia // The Holocene. 2004. 14,5. P. 732–746.