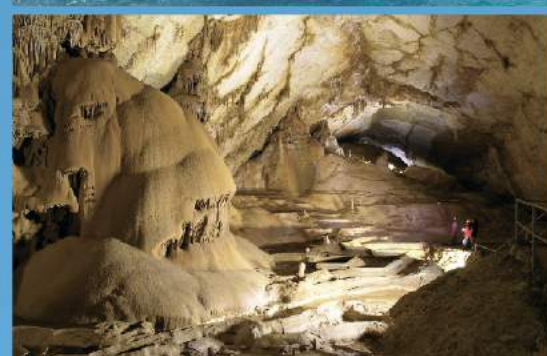




В сборник вошли материалы, посвященные современным концепциям и новейшим методам исследований в области геоморфологии, рассмотрены вопросы региональной и прикладной геоморфологии, большое внимание уделено актуальным проблемам геоморфологии Крымского региона.



Материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН
ТОМ 2

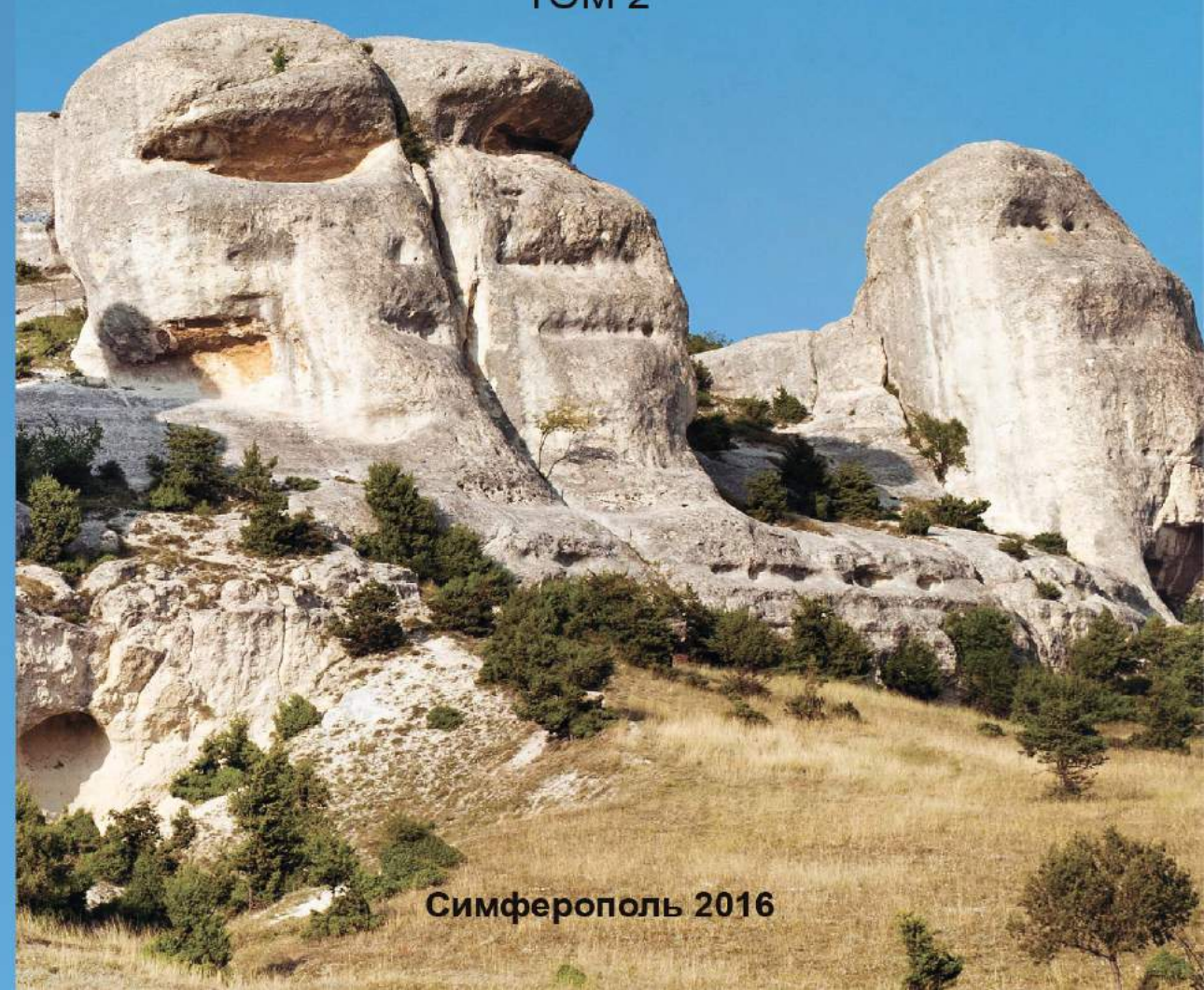
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ
КРЫМСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО
ТАВРИЧЕСКАЯ АКАДЕМИЯ

ТЕОРИЯ И МЕТОДЫ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

**Материалы XXXV Пленума
Геоморфологической комиссии РАН**

Симферополь, 3-8 октября 2016 г.

ТОМ 2



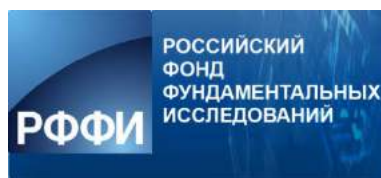
Симферополь 2016

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ
КРЫМСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО
ТАВРИЧЕСКАЯ АКАДЕМИЯ
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
КАФЕДРА ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИИ
УМНЦ «ИНСТИТУТ СПЕЛЕОЛОГИИ И КАРСТОЛОГИИ»

ТЕОРИЯ И МЕТОДЫ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

**Материалы
XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН
Симферополь, 3-8 октября 2016 г.
Таврическая академия
Крымский федеральный университет
им. В.И. Вернадского**

ТОМ 2



Симферополь – 2016

Сборник выпущен при финансовой поддержке РФФИ, проект № 16-05-20635

Теория и методы современной геоморфологии: Материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН, Симферополь, 3-8 октября 2016 г. / Отв. ред. Кладовщикова М.Е., Токарев С.В. – Симферополь, 2016. – Том 2. – 424 с.

В сборник XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН вошли материалы, посвященные современным концепциям и новейшим методам исследований в области геоморфологии, рассмотрены проблемы региональной и прикладной геоморфологии, большое внимание уделено актуальным проблемам геоморфологии Крымского региона.

Theory and Methods of Modern Geomorphology: Proceedings of XXXV Plenary Meeting of RAS Geomorphological Committee, Simferopol, 3-8 October 2016 / Ex. Ed. M.E. Kladovschikova, S.V. Tokarev. – Simferopol, 2016. – 424 p.

Present body of articles of RAS Geomorphological Committee XXXV Plenary Meeting includes papers on modern conceptions and newest research methods, considering issues of regional and applied geomorphology, with emphasis on actual geomorphological problems of the Crimea.

Организационный комитет XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН:

Председатели Программного комитета: проф., д.г.н. Воронин И.Н., член-корр. РАН, проф., д.г.н. Соломина О.Н.

Председатели Организационного комитета: проф., д.г.н. Вахрушев Б.А., проф., д.г.н. Чичагов В.П.

Члены Оргкомитета: к.г.н. Амеличев Г.Н., д.г.н. Баженова О.И., д.г.н. Болысов С.И., д.г.н. Бредихин А.В., д.г.н. Буланов С.А., д.г.н. Игнатов Е.И., д.г.н. Пасынков А.А., д.г.н. Поздняков А.В., д.г.н. Рыжов Ю.В., д.г.н. Свиточ А.А., д.г.н. Симонов Ю.Г., д.г.н. Чумаченко А.Н., к.г.н. Шварев С.В.

Ученые секретари: к.г.н. Кладовщикова М.Е., Токарев С.В.

Компьютерная верстка и оформление: Амеличев Е.Г.

Фото на обложке – Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И., Токарев С.В.

Электронная версия сборника материалов доступна на <http://www.geomorph.cfuv.ru/>

© Коллектив авторов, 2016

© Геоморфологическая Комиссия РАН, 2016

© Кафедра земледования и геоморфологии Таврической академии
Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского, 2016

ГЕНЕЗИС И ЭВОЛЮЦИЯ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПСКОВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ¹¹

Карпукхина Н.В. , Константинов Е.А.* , Курбанов Р.Н.* , Деркач А.А.** ,
Матлахова Е.Ю.** , Мухаметшина Е.О.***

*Институт географии РАН, Москва, Россия, natalia_karpukhina@mail.ru

**Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,

Географический факультет, Москва, Россия

GENESIS AND EVOLUTION OF LAKE BASINS IN THE CENTRAL PART OF THE PSKOV LOWLAND

Karpukhina N.V. , Konstantinov E.A.* , Kurbanov R.N.* , Derkach A.A.** ,
Matlakhova E.Yu.** , Mukhametshina E.O.***

*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, natalia_karpukhina@mail.ru

**Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

В пределах центральной части Псковской области, охватывающей около 5 тыс. км², находится более 150 малых озер. Возраст этих озер определяется временем дегляциации исследуемой территории - 15,7 - 15,0 кал. т.л.н. [1, 2], а также вытаиванием мертвого и погребенного льда.

Пространственное положение в рельефе, а также отложения этих озер, накопившиеся в течение позднеледниковья и голоцена, способны дать информацию не только о механизме и возрасте образования котловины, но и проследить ход ее дальнейшего развития. Проведение подобного рода исследований представляет особую актуальность для данного региона, в связи со слабой изученностью истории озер. Исследования Псковских озер затрагивали главным образом вопросы их морфологии, морфометрии, ихтиофауны, реже гидрологии. Единственным автором, занимавшимся изучением истории озер был В.К. Лесненко [3]. Однако, и в его трудах, отсутствуют данные по абсолютному датированию органогенных отложений, что существенно снижает достоверность полученных результатов. Таким образом, степень изученности вопроса остается крайне низкой по сравнению с прилегающими территориями как Российской Федерации [4, 5], так и Эстонии [4, 6, 7]. Результаты настоящего исследования позволяют определить время и причины образования озерных котловин, проследить изменения гидрологического режима, а также получить первые сведения об эволюции озерного осадконакопления в центральной части низменности.

В ходе исследования нами было выбрано четыре озера, расположенные в центральной части Псковской низменности. В ходе геолого-

¹¹ Работа выполнена при поддержке программы президиума РАН в рамках проекта «Роль многолетней мерзлоты и оледенения в формировании экосистем арктической зоны»

геоморфологического исследования озер было установлено, что они имеют разный механизм образования озерных котловин.

В течение полевого этапа работ было произведено бурение донных отложений озер. Работы по бурению осуществлялись в зимний период с поверхности льда. Бурение предварялось промерами глубин озера по заранее намеченным профилям с шагом в 50 м. С целью получения максимально полной и нетурбированной колонки озерных осадков для бурения выбирался участок озерного дна, имеющий наибольшую глубину и значительное удаление от берегов.

К настоящему моменту уже выполнены валовой химический анализ отложений и радиоуглеродный анализ, что позволило в каждом из озер выделить местные стратиграфические горизонты. Из всех колонок озерных отложений сцинтилляционным методом получены радиоуглеродные даты по общему органическому углероду. На основании ^{14}C датировок были построены модели осадконакопления в озерах, прежде всего, дающие информацию о скоростях заполнения озерных котловин.

Урез **озера Черного** расположен на абсолютной отметке 111,7 м., в пределах задровой равнины, относящейся к зафронтальной части комплекса краевых ледниковых образований лужской стадии [8], Озеро мелководное (не более 1,2 м), плоскодонное, в плане имеет округлую форму (0,71 x 0,71 км), слабопроточное, берега заболочены, по типу трофности относится к эвтрофным водоемам. Формирование озерной котловины, вероятно, связано с процессами гляциокарста ввиду пространственного положения в пределах задровой равнины, морфологии котловины, а также идентичности отложений, подстилающих толщу озерных отложений и отложений водосбора.

Донные отложения вскрыты скважной Chern-1 (N 57.67580, E 027.77128), расположенной в центральной части озерной котловины. Скважина глубиной 7,1 м (от поверхности льда), полностью прошла толщу озерных отложений (5,0 м) и углубилась в подстилающие осадки. Строение озерных отложений следующее: 0,0 - 1,3 м - ил органический, слабоконсолидированный; 1,3 - 4,7 - ил органический (сапропель, ППП > 50%), темно-коричневого цвета, текучей консистенции; 4,5 - 5,7 м - ил органический (сапропелит, ППП 30- 50%), темно-коричневого цвета с прослоями черного, текучей консистенции; 5,5 - 6,3 м - ил органо-минеральный (ППП 3-30%), темно-зеленый, текучей консистенции, с включением средне- и крупнозернистого песка, светло-бежевого цвета и пятен растительного детрита, контакт с нижележащим слоем четкий. Озерные осадки залегают на флювиогляциальных отложениях, представленных рыхлым, разнозернистым песком, бежевого цвета, с включением дресвы и мелкого гравия (аналогичны отложениям, слагающим территорию водосбора).

Согласно полученным датировкам, осадконакопление в озере началось не ранее 13140 ± 250 кал. л.н. и связано с потеплением аллеред. Учитывая полученные датировки формирование органо-минерального ила происходило со скоростью 0,02 мм/г., но далее скорость седиментации в водоеме постепенно возрас-

тала и к 6240 ± 100 кал.л.н. достигла 0,08 см/г, затем начала снижаться до 0,02 см/г.

Результаты валового химического анализа подтверждают гипотезу о том, что котловина имеет просадочно-гляциокарстовый генезис. Начало формирования котловины ознаменовалось с увеличением терригенной составляющей, характеризующейся высоким содержанием Si и породообразующих элементов входящих в состав группы силикатов - Al, Na, K, Mg, Ti, а окончание - резким снижением концентрации данных элементов.

Урез **озера Белая Струга** расположен на абсолютной отметке 47,4 м, в пределах лимногляциальной равнины, относящейся к фронтальной и предфронтальной частям комплекса краевых образований лужской стадии и несколько спланировавшей холмисто-западинный рельеф краевых образований. Озеро имеет вытянутую в субмеридиональном отношении форму (6,0x1,7 км), неровную береговую линию и состоящую из нескольких плесов, проточное, соединяется с водоемами меньших размеров. Максимальная глубина озера 7 м. Является остаточным приледниковым водоемом, который сохранился в крупном межхолмовом понижении.

Донные отложения озера вскрыты скважной BS-1 (N57.47195° E28.11337°), расположенной в центральной части озерной котловины. Скважина глубиной 12,45 м (от поверхности льда), полностью прошла толщу голоценовых озерных отложений (11,75 м) и углубилась в подстилающие осадки. Строение озерных отложений следующее: 3,32-3,65 (3,70) - ил органический (сапропелит, ППП 15 - 37%), серого цвета, с включением органических остатков; 3,65(3,70)-10,60 м - ил органический (сапропелит, ППП 18-41 %), темно-коричневого цвета, с глубины 5 м - коричневый; 9 -10,60 м - ил органический (сапропелит, ППП 15-23%), коричневого цвета, с включением минеральных частиц серого цвета; 10,60-11,55 м - суглинок легкий, бежево-сизовато-серый; 11,55-11,65 м - суглинок серо-бурый, оторфованный; 11,65-11,72 м - суглинок легкий, местами до супеси, серого и светло-серого цвета; 11,72-11,77 м - прослой тонко- и мелкозернистого песка; 11,82-12,45 м - суглинок тяжелый, серовато-бежевый, очень плотный, с глубины 12,20 м наблюдаются прослой красно-бурого цвета. Озерные осадки голоцена залегают на озерных отложениях реликтового (остаточного) водоема.

Данные литостратиграфии указывают на то, что в отложениях озера Белая Струга наблюдается перерыв в осадконакоплении, который приурочен ко времени перехода от позднеледниковья к голоцену и фиксируется прослойкой песка на глубине 11,72 -11,77 м. В это время произошло существенное снижение уровня водоема, который в начале голоцена стал заболачиваться. Согласно полученной модели возраст-глубина заболачивание водоема началось около 12 кал. т.л.н. Начиная с этого времени уровень водоема стал повышаться, а средняя скорость осадконакопления в озере составила около 0,1 см/г. На первых этапах развития водоема и формирования толщи озерных отложений скорость седиментации постепенно возрастала, и согласно имеющимся материалам до-

стигла к 9690 ± 180 кал.л.н. - $0,2$ см/г, а затем начала снижаться (до 5890 ± 130 кал.л.н. составила $0,1$, а после $0,02$ см/г). Стоит отметить, что в осадконакоплении на протяжении всей истории развития котловины значительную роль играет минеральная составляющая.

Озеро Большое представляет собой «окно» в пределах Молковского болота, расположенного в пределах лимно-гляциальной равнины, в 7 км южнее комплекса краевых образований лужской стадии, на абсолютной высоте $70,9$ м. Озеро бессточное, имеет изометричную форму ($1,64 \times 1,08$ км), максимальная глубина - 4 м. По типу трофности относится к дистрофным водоемам. Данный водоем представляет собой незначительную часть реликтового озера, сохранившегося в понижение рельефа после снижения уровня приледникового водоема до 68 м абс. отм. в ремдинскую фазу деградации ледника [2].

Донные отложения вскрыты скважной В-1 (N $57,48078$, E $28,67129$), глубиной $6,0$ м (от поверхности льда), расположенной в центральной части озерной котловины. Скважина вскрывает толщу голоценовых озерных отложений ($3,6$ м) и уходит в позднеледниковые отложения остаточного водоема, представленные тяжелыми суглинками, светло-коричневого цвета с включением крупнозернистого песка и дресвы ($0,41$ м). Озерные отложения имеют следующее строение: $2,0 - 4,4$ м - ил органический (сапропель, ППП $>50\%$) темно-коричневого цвета, текучей консистенции; $4,4 - 5,1$ м - ил органогенный (сапропелит, ППП $30-40\%$), темно-коричневый, плотный, оторфованный с большим содержанием неразложившейся органики; $5,1 - 5,5$ м - суглинок средний, серо-сизый, плотный, опесчаненный с тонкими прослоями темного цвета и растительным детритом.

Осадконакопление минеральной толщи в озере Большом начинается с момента понижения уровня приледникового водоема в беллинге и начала самостоятельного функционирования водоема-реликта. Органогенный этап осадконакопления начался не позднее 11070 ± 200 кал.л.н. Средняя скорость осадконакопления в озере составила около $0,04$ см/г. На первых этапах развития водоема и формирования толщи озерных отложений скорость седиментации постепенно возрастала, и, согласно имеющимся материалам, достигла к 8830 кал.л.н. - $0,4$ см/г, а затем начала снижаться и составила $0,02$ см/г. Наибольшей скорости осадконакопления способствовало как значительное поступление минерального вещества в результате размыва берегов, активного делювиального смыва со слабозадернованного водосбора.

Городищенское озеро расположено в днище древней долины р. Обдех на абсолютной высоте $49,5$ м (урез), в 4 км севернее комплекса краевых образований лужской стадии. Озеро проточное, имеет вытянутую форму ($1,6 \times 0,23$ км), максимальная глубина $5,75$ м, ниже по течению находится озеро - Мальское. Городищенское озеро входит в состав памятника природы «Староизборская долина». Обособление водоема, вероятно, связано с формированием мощного конуса выноса из балки, прорезающей левый борт палеодолины. Ранее здесь су-

ществовал единый водоем, который объединял Мальское и Городищенское озера.

Донные отложения в Городищенском озере вскрыты скважиной Gorod-1 (N57.71711° E027.85844°), заложенной в наиболее глубокой, западной части озера. Скважина глубиной 13,1 м прошла 7-ми метровую толщу озерных отложений, представленных высокозольным сапропелем (ППП 20-35%), темно-серым, текучей консистенции, с равномерным рассеянными мелких включений растительных остатков. Полученная датировка подошвы скважины 9460 ± 180 кал.л.н. указывает на то, что органогенный этап в озере начался не позднее пребореала. Интересно отметить, что в данном озере зафиксирована самая высокая средняя скорость седиментации и мощность сапропеля. Согласно скважине Su-1, пробуренной в 900 м к северо-западу от скважины Gorod-1, за пределами водоема, в заболоченной части днища долины р. Обдех (Сухое болото), озерные отложения подстилаются лимно-гляциальными отложениями, представленными в нижней части ленточными глинами, сменяющиеся суглинками и супесями. Все это указывает на то, что осадконакопление в Городищенском озере началось в беллинге.

Результаты исследования озер в центральной части Псковской низменности показали, что озера здесь ледникового происхождения, но встречаются и смешенного (экзарационно- реликтово-подпрудного). Авторам удалось исследовать наиболее распространенные генетические типы ледниковых озер [9] в пределах центральной части Псковской низменности: остаточные (Белая Струга, Большое), просадочно-гляциокарстовые (Черное), экзарационно-реликтово-подпрудные (Городищенское озеро).

Генетические особенности формирования котловин отразились и на времени заложения озерных котловин. Начало формирования котловин остаточных (реликтовых) озер (Белая Струга, озеро Большое) соотносится с началом беллинга и приурочено ко времени деградации Псковско-великорецкой лопасти Чудского потока поздневадайсского оледенения. В это время вдоль бровки активного ледника примыкают обширные приледниковые водоемы, уровень которых понижается в процессе миграции края ледника на север. После отступления ледника и ликвидации приледниковых водоемов в понижениях рельефа центральной части низменности сохранились мелководные реликтовые (остаточные) водоемы. В таких озерах вплоть до аллереда откладывался минеральный материал, приносимый за счет размыва берегов и активных процессов делювиального смыва на водосборах. Скорость седиментации в эти время была низкая. К началу аллереда уровень этих озер существенно понижается, и они подвергаются процессам заболачивания. С начала голоцена в связи с нарастающей степенью увлажнения уровень воды повышается и начинается переход от минерального к органогенному осадконакоплению. Скорости седиментации существенно возрастают, в результате чего озерная котловина быстро заполняется осадками. В зависимости от того какой тип осадконакопления преобладает в водоеме (органогенный или минеральный) зависят процессы развития озера. Если органоген-

ный, то котловина быстро заполняется осадками, озеро мелеет и заболачивается. Примером может стать озеро Большое, современная котловина которого в десятки раз меньше ее первичной котловины. В озерах, где минеральная составляющая превышает органогенную, скорости осадконакопления также высокие, но тенденции к сокращению акватории водоема не наблюдается (озеро Белая Струга) вследствие значительной первичной глубины озера. Важно отметить, что реликтовые озера доминируют в центральной части Псковской низменности.

В пределах зандровых равнин, которые приурочены к западным и восточным бортам Псковской низменности широко распространены озера просадочно-гляциокарстового типа. Предпосылки для образования таких озерных котловин были созданы в момент деградации ледника лужской стадии, во время формирования зандровой равнины и погребения отдельных глыб мертвого льда в толще флювиогляциальных отложений. В позднеледниковье, в условиях сухого и холодного климата глыбы льда находились в законсервированном состоянии, но в аллереде, когда климат стал теплее и влажнее, начались процессы протаивания погребенных глыб льда. Согласно полученным нами данным, окончательное вытаявание погребенного льда в пределах района исследования происходит к бореалу. Вместе с тем, с момента таяния глыбы начинается процесс осадконакопления в озере. Как и в описанных выше реликтовых водоемах первоначально лидирует минеральный тип осадконакопления. Привнос материала осуществляется, главным образом, за счет вытаявшей абляционной морены. Начиная с голоцена скорости седиментации увеличиваются, преобладает органогенное осадконакопление, в результате чего водоемы быстро мелеют и заболачиваются. Стоит отметить, что в пределах исследованной зандровой равнины часто встречаются небольшие округлые заболоченные участки. В связи с чем озеро Черное существует лишь благодаря тому, что оно больше по площади нежели другие аналогичные палеоводоемы.

Озера экзарацинно-реликтово-подпрудного типа являются довольно редким явлением в пределах центральной части Псковской низменности. Такие озера встречаются на западной окраине низменности, на границе с возвышенностью Хаанья. Формирование озер экзарацинно-реликтово-подпрудного типа здесь обусловило наличие древней эрозионной сети, которую активно осваивали ледниковые языки во время трансгрессивного этапа, тем самым расширяя и углубляя палеодолины, а затем консервируя их, и превращая в ледоём. С началом общей дегляциации в пределах центральной части Псковской низменности происходит таяние «пломбы» и образования локальных наледниковых водоемов, которые еще больше способствуют таянию пломбы. В связи с формированием у фронта ледника приледникового водоема, уровень которого достигал 115 м абс. отм. [2], восточная часть низменности оказалась перекрыта его водами и развивалась в таком виде пока уровень водоема не снизился до 75 м абс. отм. После снижения воды в озере в долинах часто сохранились локальные приледниковые водоемы, которые подпруживались в узких местах долины льдом. Часто в этих

местах диагностируются моренные гряды. После понижения уровня локального водоема и активизации эрозионных процессов в конце позднеледникового происходит окончательное оформление озерных котловин. Стоит отметить, что наибольшие мощности озерных отложений отмечены именно в озерах данного типа, что обусловлено местонахождением озер в узких и глубоких палеодолинах.

Полученные материалы по генезису и эволюции озерных котловин центральной части Псковской низменности хорошо интегрируются в общую картину развития озер северо-запада, представленную в трудах коллектива авторов 8-ми томного издания «История озер».

Литература:

1. Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // *Quaternary Science Reviews* 2012. Vol. 44, pp. 51–59.
2. Карпухина Н.В. Особенности деградации осташковского ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности // *Геоморфология*. 2013. № 4. С. 38 - 47.
3. Лесненко В.К. Псковские озёра. Л.: Лениздат, 1988
4. История озёр Восточно-Европейской равнины / Под ред. Н.Н. Давыдовой и др. СПб: Наука, 1992. 262 с.
5. История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины / Под ред. В.И. Хомутова и др. СПб: Наука, 1998. 404
6. Saarse, L. 1990. Classification of lake basins and lacustrine deposits of Estonia // *Journal of Paleolimnology* 3: 1-12, 1990.
7. Kihno, K. 2011. Late Glacial vegetation, sedimentation and ice recession chronology in the surroundings of Lake Prossa, central Estonia // *Estonian Journal of Earth Sciences*, 60, 3, 147 - 158.
8. Татарников О.М. Рельеф и палеогеография Псковской области. Псков: ПГПУ, 2007. 127 с.
9. Асеев А.А. Древние материковые оледенения. М.: Наука, 1974. 319 с.