

будет вызвана агломерационными процессами в центральной части региона (агломерация Бреста и Жабинки);

– появление кольцевой транспортной структуры, которая сможет связать все районные центры Брестского региона, обеспечив при этом наилучшее транспортное сообщение для перемещения населения, финансов и информации.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Портер М. Конкуренция. М., 2001.
2. Rosenfeld S. A. Networks and Clusters: the Yin and Yan of rural development, Exploring Policy Options for a New Rural America // Regional Technology. 2001. Vol. 2. № 4. P. 1–24.
3. Swann G. A comparison of the dynamics of industrial clustering in computing and biotechnology // Research Policy. 1996. № 25. P. 139–157.
4. Simmie J. Innovation in the London metropolitan region // Innovative clusters and competitive cities in the UK and Europe. Working Paper. 1999. № 182. P. 17–21.
5. Зырянов А. И. Туристские кластеры Пермского края // Туристские объекты, районы, кластеры. Пермь, 2010. С. 3–10.
6. Никитюк Д. В. Идентификация туристских кластеров (на примере Брестской области) // Земля Беларуси. Минск, 2012. № 4. С. 40–43.
7. Лёш А. Географическое размещение хозяйства. М., 1959.
8. Christaller W. Central Places in Southern Germany. London, 1966.
9. Шупер В. А. Эволюция городского расселения: теоретические подходы // Городской альманах. М., 2008. Вып. 3. С. 146–162.
10. Худяев И. А. Эволюция систем расселения от регулярности к сингулярности // Региональные исследования. Смоленск, 2008. № 4 (19). С. 15–25.
11. Преображенский В. С. География рекреационных систем СССР. М., 1980.
12. Никитюк Д. В. Система центральных мест Брестского региона // Веснік Брэсцкага ўніверсітэта. Сер. прыродазнаўчых навук. 2012. № 2. С. 104–117.

Поступила в редакцию 14.01.13.

Денис Владимирович Никитюк – преподаватель кафедры социально-экономической географии и туризма Брестского государственного университета им. А. С. Пушкина.

УДК 551.435.43(476)

М. Е. КОМАРОВСКИЙ, О. П. КОРСАКОВА

СТРУКТУРА КРАЕВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПООЗЕРСКОГО ВОЗРАСТА ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ

Новые структурно-геологические и морфографические данные использованы для выделения на территории северной Беларуси двух ледниковых комплексов, которые соответствуют оршанской и браславской стадиям поозерского оледенения. Анализируются рельеф и строение разновозрастных краевых образований поозерского оледенения.

Ключевые слова: Поозерский ледниковый покров; гляциодислокации; экзарационные палеоложины; ледниковые комплексы; осцилляции.

New structural and geological as well as morphographic data is used to single out two glaciation complexes at the territory of northern Belarus, that correspond to the maximum and Braslav stages of Pooserje glaciation. Relief and structure of heterochronous margin formations of Pooserje glaciation are analyzed.

Key words: Pooserje Ice Sheet; glacial dislocations; exaration palaeo-valleys; glaciation complexes; oscillations.

Основные черты современного рельефа и строения верхней части четвертичной толщи на территории северной Беларуси связаны с деятельностью поозерского материкового оледенения. Поозерские ледниковые отложения и формы рельефа большей частью образовались в краевой зоне древнего ледника. Сегодня они определяют особенности природной среды, являются основанием для инженерных сооружений и источником полезных ископаемых, влияют на рекреационное освоение территории, поэтому их изучение приобретает особую актуальность в комплексе исследований, направленных на повышение рационального использования природных ресурсов.

Первый опыт изучения поозерских краевых ледниковых образований в Беларуси принадлежит Л. Н. Вознячуку [1]. Детальные палеогляциологические реконструкции были выполнены А. В. Матвеевым, который выявил две стадии и три фазы поозерского оледенения и два автономных потока ледника [2].

Исследования краевых ледниковых комплексов продолжают и существенно пополняются новыми данными. В их основу положены материалы морфографического анализа и комплексного геологического изучения ледникового рельефа Белорусского Поозерья. При этом использовались крупномасштабные карты, по которым были выделены ориентированные формы рельефа (гряды, продолговатые холмы, вытянутые в субширотном направлении цепи, веерообразные массивы форм). По данным свы-

ше пяти тысяч скважин был выполнен структурно-геологический и фациальный анализ ледниковых отложений, определены пространственное положение и геологическое строение конечных морен, ледниково-аккумулятивных и водно-ледниковых образований. При сопряженном анализе рельефа, гляциоструктур и образующих их отложений были выделены региональные и более мелкие локальные краевые комплексы, конкретизированы условия их происхождения (рис. 1, 2). При этом учитывалась и структура подстилающей поверхности более древних ледниковых (сожских) и других пород, положение зон разломов, данные минералогического и петрографического исследований поозерской морены, в том числе и руководящих валунов [3, 4].

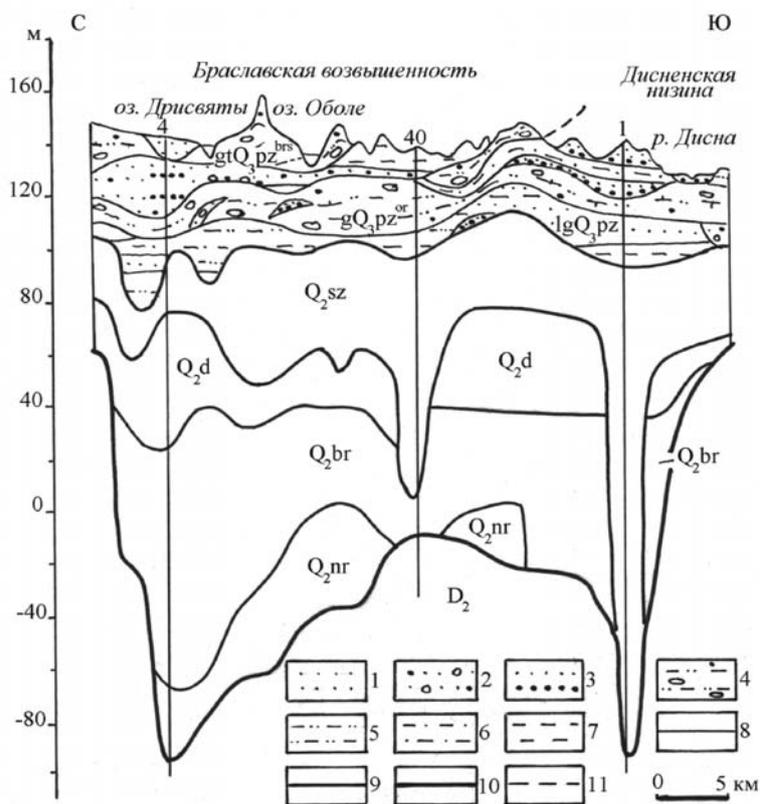


Рис. 1. Строение поозерского комплекса ледниковых отложений на территории Брагславской возвышенности по линии д. Карасино – Диджясалис: 1 – песок тонкозернистый, 2 – песок разнозернистый с гравием и галькой, 3 – песчано-гравийная смесь, 4 – супесь грубая, 5 – супесь тонкая, 6 – суглинок, 7 – глина; границы: 8 – между генетически разными отложениями одного и того же возраста, 9 – между горизонтами, 10 – между отложениями четвертичной и более древних систем, 11 – выклинивания моренных отложений; g – моренные отложения, gt – конечно-моренные, lg – лимногляциальные отложения, Q₃pz^{brs} – образования брагславской стадии поозерского оледенения, Q₃pz^{or} – отложения оршанской стадии, Q₂sz – сожский подгоризонт припятского горизонта, Q₂d – днепровский подгоризонт, Q₂br – березинский горизонт, Q₂nr – наревский горизонт, D₂ – отложения среднего девона

В структуре рельефа поозерского оледенения по наличию особых горизонтов основной морены и межморенных отложений, выдержанных по простиранию и специфических по строению и вещественному составу, по наличию угловых несогласий, по выраженности морфологических элементов и характеру предфронтальных отложений были выделены два краевых гляциоморфологических комплекса стадийного ранга: 1) оршанский и 2) брагславский (см. рис. 2). Это согласуется с мнением А. В. Матвеева, который соотнес конечные морены у южной границы распространения поозерского оледенения и морены, расположенные на крайнем севере Белорусского Поозерья, соответственно с оршанской и брагславской стадиями [2].

Для уточнения границ оледенения были построены субмеридиональные разрезы, из которых следует, что поозерский горизонт сформирован отложениями перигляциальной и ледниковой серий. Главную роль при этом играет ледниковая серия, представленная мощными (до 94 м) гляцигенными и водно-ледниковыми отложениями (см. рис. 1). По своему стратиграфическому объему она соответствует подгоризонту и относится к максимальной подвижке поозерского ледника [5]. Прослеживая по разрезам непрерывность моренных и межморенных слоев верхнепоозерской толщи, было установлено два ледниковых комплекса, отвечающих двум стадиям поозерского оледенения – максимальной оршанской и постмаксимальной брагславской. Оршанский моренный слой прослеживается до южной границы

своего предельного распространения. Он определяет черты рельефа в южных и центральных районах Поозерья и территории, расположенной к северу от г. Орши, от которого получил свое название.

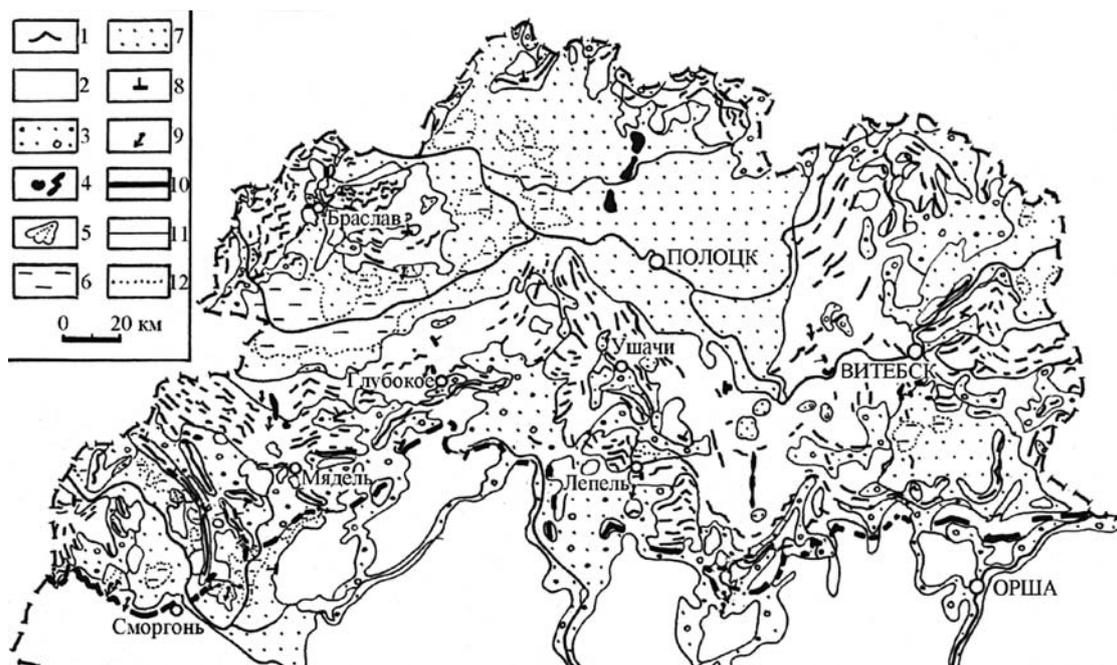


Рис. 2. Поозерские краевые образования северной Беларуси: морены: 1 – конечные, 2 – основная; 3 – зандры; 4 – камы и озы; 5 – дельты и конусы выноса; 6 – ленточные глины; 7 – озерно-ледниковые пески; 8 – простирающие глициодислокации; 9 – падение косых серий флювиогляциальных осадков; 10 – граница поозерского оледенения; 11 – границы генетических типов отложений; 12 – границы фаций

Следует отметить, что на территории Нарочанской равнины прежде этот комплекс относился к более древнему сожскому оледенению [2]. Браславский моренный слой представлен только на крайнем севере Беларуси в одноименном поясе конечных морен. Разделяющие эти два моренных слоя межстадиальные оршанско-браславские отложения по своему фациальному составу представляют собственно приледниковые аккумуляции.

Краевые ледниковые образования *оршанской стадии* поозерского оледенения – прерывистые (см. рис. 2). Большинство из них изолированы друг от друга и по сравнению с другими краевыми комплексами морфологически менее выражены, особенно вдоль границы своего распространения. Рельеф определяется чередованием отдельных цепей мелких холмов, холмистых гряд, которые разделяются плоскими или пологоволнистыми водно-ледниковыми, моренными и озерно-ледниковыми равнинами и низинами. В целом рельеф образован формами, которые создают в этом чередовании определенную последовательность их генетических групп: различные краевые морены, внутрiledниковые, реже предфронтальные образования и др. Учитывая эту особенность, а также региональный характер распространения мелкохолмистого рельефа максимальной стадии, несогласие в расположении цепей положительных форм, было выделено два комплекса краевых образований фациального ранга: *свирский* (бранденбургский) и *витебский* (франкфуртский) [6].

Краевой рельеф, соотносимый со *свирской фазой* оршанской стадии, протянулся вдоль южной границы Белорусского Поозерья (рис. 3). Он разделяется на три гляциоморфологических сектора: Нарочанский, Лукомльский и Лучоский, которые соответственно были сформированы тремя ледниковыми потоками: Балтийским, Чудским и Ладожским, что подтверждается данными по распределению руководящих валунов на поверхности краевых образований [4]. Ледоразделы между секторами хорошо прослеживаются в рельефе и проходят по Кубличскому и Белицкому массивам. Характерными элементами всех секторов являются примыкающие с севера Нарочанская, Сенненская и Лучоская равнины. Собственно краевой рельеф образуют небольшие ледораздельные конечно-моренные холмистые возвышенности (Буйвиджайская, Кубличская, Белицкая) и радиальные гряды (Свирская, Константиновская и Южно-Нарочанская), соединенные прерывистыми дугообразными цепочками наслоенно-насыпных грядок, мелких холмиков и флювиогляциальных приледниковых конусов выноса и дельт. Краевые формы рельефа, соотносимого со свирской фазой, преимущественно напорные и на ледораздельных возвышенностях и плакорах фронтальных дуг состоят из песчаных, алевритовых и песчано-гравийных



Рис. 3. Схема поозерских краевых комплексов северной Беларуси: 1 – гребневые линии водораздельных форм; границы комплексов: 2 – стадийных, 3 – фазальных, 4 – осцилляторных, 5 – поозерского оледенения; 6 – линия геологического разреза. Цифрами показаны гляциоморфологические комплексы: 1 – оршанской стадии (1а – новолукомльской и 1б – лепельской осцилляций), 2 – витебской фазы (2а – ушачской, 2б – мосарской, 2в – черствятской, 2г – веркудской, 2д – березовской, 2е – зареченской, 2ж – вировлянской, 2з – вышедской осцилляций), 3 – brasлавской стадии и 3а – слободкинской фазы. Гляциоморфологические секторы: I – Нарочанский, II – Лукомльский, III – Лучосский, IV – Дисненский, V – Полоцкий, VI – Суражский

отложений, имеют скибовую структуру, гляциодислокации и покрывку основной морены. На более низких ярусах у дистальных их окончаний представлены флювиогляциальные конусы выноса, дельты и зандры. Из зафронтальных форм выделены моренные равнины, камы, камовые террасы, озы и формы, напоминающие звонцы.

Витебский краевой комплекс рельефа протянулся с запада на восток почти непрерывным поясом шириной 12–40 км через центральную часть Белорусского Поозерья вдоль южного края Дисненской, Полоцкой низин и Суражской равнины. Он имеет более молодые черты по сравнению с рельефом свирской фазы, т. е. краевые формы лучше выражены морфологически, имеют более высокие абсолютные и относительные отметки, поверхности пересечены и всхолмлены, местами скучены в крупные возвышенности и гряды, мелкофестончатые в плане. Их простираение существенно отличается (несогласное) с плановым расположением более древних краевых форм свирской фазы. Пояс краевых образований витебской фазы образуют 5–6 продольных грядово-холмистых цепей осцилляторного ранга. Это хорошо выраженные мелкие и средние холмы и гряды, местами разделенные ложбинами или объединенные в высокие холмисто-западинные платообразные массивы.

Витебские конечно-моренные гряды и возвышенности в основном напорные. Наиболее широко напорные краевые морены представлены в Дисненском и Суражском секторах и на стыке их с Полоцким амфитеатром. На межлопастных возвышенностях и межъязыковых массивах напорные морены выступают в виде крупных куполовидных холмов в центре и обрамляющих их на склонах и отходящих от них серий мелких продолговатых холмов и грядок. В рельефе фронтальных возвышенностей преобладают массивные платообразные и пологоволнистые участки в наиболее высоких частях и грядово-холмистые формы, средние и мелкие холмы – в низких. Они сложены чешуйчато-надвиговыми пакетами из моренных или флювиогляциальных отложений, часто с отторженцами и моренной покрывкой. В центральных высоких частях возвышенностей среди крупных холмов встречаются также флювио- и лимнокамы.

Для западного участка Полоцкого сектора витебского пояса характерны менее крупные инъективные гряды и холмы, камы, озы, которые выступают на фоне моренных равнин или разделяются замкнутыми озерными котловинами. Здесь фронтальные цепи на отдельных участках пересекаются с радиальными грядами, часто ориентированными к ним по нормали, тем самым формируя решетчатый рисунок рельефа [3]. В пределах Нарочанской и Верхне-Березинской равнин к конечно-моренным грядам примыкают плоские зандры, а в Лучосской равнине – озерно-ледниковые поверхности. Между осцилляторными образованиями находятся моренные равнины, участки развития форм мертвого льда и зандры. Для языковых комплексов характерны крупные ложбинно-озовые формы.

Браславский стадиальный пояс краевых образований с юга обрамляет понижения с озерами Дрисвяты, Ричи, Освейское, Вальковское, Ордово, Езерище и простирается почти на 345 км вдоль северной границы Беларуси при ширине 5–35 км. Этот пояс включает Восточно-Латвийский, Россонский и Ловатский гляциоморфологические секторы и большое количество языковых и микроязыковых краевых образований, выступающих к югу и юго-востоку фестончатыми гирляндами. Секторы разделяются Себежским массивом и межлопастными образованиями северного склона Городокской возвышенности. В рельефе браславского стадиального пояса выделяется Браславская возвышенность, Освейская гряда, краевые гряды и холмы Заборской равнины и северной части Городокской возвышенности. В нем так же, как и в оршанском краевом поясе, выделено *две цепи фазиального ранга*, разграниченные системой понижений. В их строении преобладают конечные морены выдавливания. Они сложены основной мореной и песчано-гравийными отложениями с гляциодинамической текстурой, сверху перекрыты мореной покрывкой. Часто встречаются отторженцы озерно-ледниковых глин и алевроитов, в которых слои обычно наклонены с преобладанием северной составляющей под углами 10–35° в сторону прилежащих ложбин. Эти отложения дислоцированы, особенно сложно на межлопастном участке краевого комплекса максимальной фазы браславской стадии в пределах Городокской возвышенности. Здесь установлены чешуйчатые конечные морены – наиболее высокие холмы, гряды и куполовидные поднятия. В пределах Браславской возвышенности и Освейской гряды дистальный, более ранний комплекс морфологически выражен хуже проксимального, более позднего и представлен мелкохолмистыми и холмисто-волнистыми напорными краевыми моренами. В более молодом фазиальном гляциоморфологическом комплексе браславской стадии мощные чешуйчато-складчатые морены выдавливания шире развиты на Браславской возвышенности, где макроязыковые грядово-холмистые амфитеатры и холмистые цепочки были образованы многочисленными пульсационными ледниковыми языками. Об активности ледникового края свидетельствуют здесь и ложбины с перегораживающими их цепочками холмов и друмлинизированными днищами [7]. К языковым понижениям, склонам ложбин и перемычкам озерных котловин, иногда к границам фазиальных возвышенных форм приурочены формы мертвого льда – крупные камы, озовые гряды и камово-озовые массивы. Во внешней зоне Браславского краевого комплекса на Дисненской, Полоцкой низинах и на Суражской равнине широко развиты разнообразные водно-ледниковые формы – приледниковые дельты, конусы выноса, зандры, плоские и пологоволнистые озерно-ледниковые поверхности.

Детальное гляциоморфологическое расчленение краевого рельефа поозерского оледенения на территории Беларуси свидетельствует о том, что каждый из двух стадиальных краевых поясов распадается на два самостоятельных комплекса грядово-холмистого рельефа фазиального ранга. Следует отметить, что парные генерации краевых образований установлены и для позднеледниковых стадий развития ледника на территории Фенноскандинавского щита [10]. Для краевых образований каждой стадии присущи общие особенности и особые региональные различия. Так, для краевых образований оршанской стадии характерными являются: обусловленность их плановых очертаний и границ распространения основными неровностями подстилающей поверхности; связь с ледниковыми ложбинами и гляциодепрессионными равнинами; развитие нескольких осцилляторных грядово-холмистых цепей и межгрядовых понижений и в целом их широтная ориентировка. К региональным особенностям свирского краевого комплекса, образованного в максимальную фазу оршанской стадии, относятся: прерывистый характер расположения и слабая морфологическая выраженность конечных морен, присутствие наслоенно-насыпных конечных морен и приледниковых флювиогляциальных форм на отдельных фронтальных участках вдоль максимальной границы в структуре комплекса; широкое развитие радиальных гряд напорных морен субмеридиональной ориентировки в Нарочанском секторе, связанном с деятельностью Балтийского ледникового потока. Выявленные особенности свирского гляциоморфологического комплекса краевых образований свидетельствуют об относительно кратковременном этапе стабилизации ледника, открытом контакте его краевой части с перигляциальной зоной. Регрессия ледника осуществлялась путем активной ареальной дегляциации, включавшей две осцилляции.

В витебском комплексе краевых образований отмечена перестройка плановых очертаний краевых дуг по сравнению со свирским комплексом, преобладание субширотно вытянутых комплексов закрытого типа, а среди них – напорно-ледниковых и инъективных образований; дифференциация их на многочисленные мелкие моренные амфитеатры выводных языков; повышенная мощность ледниковых отложений и обособление их в виде крупных гряд и возвышенностей, широкое развитие ложбин ледникового выпаживания, выдавливания и субгляциальных водно-эрозионных ложбин. Гляциоморфологические особенности витебского краевого комплекса указывают на то, что в эту фазу оршанской стадии ареальная дегляциация сопровождалась интенсивной структурной дифференциацией активного ледника, когда в пределах Балтийского, Чудского и Ладожского потоков отчленились крупные поля мертвого льда и обособились Дисненская, Полоцкая и Суражская лопасти. При этом краевые образования формировались у фронта динамически активных лопастей на контакте с отчленившимися сегментами

мертвого льда в подледных условиях (краевых зонах закрытого типа) в результате нескольких ледниковых осцилляций [8].

Во время оршанско-браславского интерстадиального потепления фронтально-ареальная регрессия ледниковых лопастей завершилась дегляциацией большей части Белорусского Поозерья.

К региональным особенностям краевых ледниковых образований первой фазы браславской стадии относятся: выклинивание верхней поозерской морены, скопление мощных зандровых отложений и обширные озерно-ледниковые низины и равнины у внешней границы пояса. В рельефе, сформированном во вторую, более позднюю фазу браславской стадии, отмечаются многочисленные языковые и микроязыковые дуги морен выдавливания, ложбины, перегороженные цепочками холмов и с друмлинизированными днищами, причленение молодых морфологических элементов к более древним со значительными угловыми несогласиями. В браславскую стадию ледниковые потоки вновь активизировавшегося поозерского ледника приобрели черты выводных ледников, так как Себежская и Городокская возвышенности стали орографическими препятствиями, а к западу и востоку от них ледниковые потоки растекались свободно, образуя автономные лопасти, более мелкие языки и микроязыки. В первую фазу браславской стадии льды двигались по податливым породам ложа и погребенным глыбам мертвого льда, что вызывало повышенную аккумуляцию материала в краевой зоне, где формировались насыпные, местами поддавленные ледником морены, маркирующие границу максимального распространения ледника в это время [6, 9]. В более позднюю фазу, в нашем случае слободкинскую фазу браславской стадии, по геолого-геоморфологическим признакам и данным других исследований [7] деградирующий ледник приобрел черты пульсирующего и значительное число его подвижек носило характер серджей. Для пульсирующего режима было характерно образование дуг морен напора и сопряженных с ними ложбин выдавливания с друмлиноидами и камами.

Исследования выполнены при финансовой поддержке БРФФИ (проект 11об-125).

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Вознячук Л. Н. Основные черты палеогеографии валдайской эпохи и возраст краевых образований максимальной стадии последнего оледенения на северо-западе Русской равнины // Антропоген Белоруссии. Минск, 1971. С. 8.
2. Палеогеография кайнозоя Беларуси / под ред. А. В. Матвеева. Минск, 2002. С. 164.
3. Комаровский М. Е. Палеоложины Белорусского Поозерья. Минск, 2009. С. 183.
4. Астапова С. Д., Винокуров В. Ф. Руководящие валуны краевых ледниковых образований Белорусского Поозерья // Докл. НАН Беларуси. 2001. Т. 45. № 2. С. 115.
5. Геология Беларуси. Минск, 2001. С. 815.
6. Ehlers J., Gibbard P. L. The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation // Quaternary International. 2007. Vol. 164-165. P. 6.
7. Матвеев А. В., Дроздовский Э. А. Новые данные о строении и генезисе Браславской возвышенности // Докл. АН БССР. 1989. Т. 33. № 12. С. 1109.
8. Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М., 1974. С. 319.
9. Funder S., Hansen L. The Greenland ice sheet – a model for its culmination and decay during and after the last glacial maximum // Bulletin of the Geological Society of Denmark. 1996. Vol. 42. P. 137.
10. Yevzerov V. Y. On the correlation of Late Weichselian marginal formations of the Scandinavian ice sheet // Quaternary deposits and neotectonics in the area of Pleistocene glaciation (abstract). Minsk, 1997. P. 72.

Поступила в редакцию 03.09.12.

Михаил Евгеньевич Комаровский – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры динамической геологии.

Ольга Павловна Корсакова – кандидат географических наук, доцент, старший научный сотрудник Геологического института Кольского научного центра РАН.

УДК 551.58

Ю. П. ПЕРЕВЕДЕНЦЕВ, К. М. ШАНТАЛИНСКИЙ, Н. А. ВАЖНОВА

ИЗМЕНЕНИЯ ОСНОВНЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА В ПОВОЛЖЬЕ

Дается анализ изменения основных климатических показателей (температуры воздуха, атмосферных осадков, облачности, скорости ветра) на территории Поволжья в период 1955–2010 гг. Выявлена зависимость пространственно-временного распределения метеовеличин от зонального распределения солнечной радиации, рельефа местности и циркуляционных факторов. С использованием статистических методов выполнено районирование рассматриваемой территории по температуре воздуха и осадкам, выявлены временные тенденции в указанных величинах: годовая температура воздуха за 56 лет увеличилась примерно на 1,8 °С, однако рост зимней температуры с 2006 г. замедлился, а летней, наоборот, усилился. В долгопериодном плане обнаружено запаздывание экстремальных значений годовых сумм осадков относительно облачности, что требует специального изучения. Наблюдается уменьшение годового количества общей облачности и осадков, снижение зональной составляющей скорости ветра и др.

Ключевые слова: климат; изменения климата; адаптация; температура воздуха; атмосферные осадки; скорость ветра; низкочастотная компонента; районирование.