

**БЕЛОРУССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
БЕЛОРУССКО-РОССИЙСКИЙ ЦЕНТР НАУК О ЗЕМЛЕ
БЕЛОРУССКОЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
КАФЕДРА ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ**

**ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

**МАТЕРИАЛЫ
VIII Университетских геологических чтений
Минск, Беларусь, 3-4 апреля 2014 г.**

Часть 1

МИНСК

2014

УДК 55(476)(06)+550.81(06)
ББК 26.3(4Бел)я431
П78

Редакционная коллегия: *В. Н. Губин, В. И. Зуй, О. В. Лукашёв, Н. С. Петрова, А. Ф. Санько* (ответственный редактор),
Д. Л. Творонович-Севрук

Рецензенты:

Первый заместитель генерального директора Научно-производственного центра по геологии,
канд. геол.-мин. наук *А. М. Ковхута*;
директор Государственного предприятия «Белгосгеоцентр»,
канд. геол.-мин. наук *В. Д. Коркин*

П78 **Геология и полезные ископаемые** четвертичных отложений: материалы VIII Университетских геол. чтений, 3–4 апр. 2014 г., Минск, Беларусь / редкол. А.Ф. Санько (отв. ред.) [и др.]. – Минск: «Цифровая печать» 2014. В 2-х частях – Ч. 1, 82 с.
ISBN 78-985-553-110-5

В сборнике материалов VIII Университетских геологических чтений отражен широкий спектр проблем, связанных с изучением четвертичных отложений. В нем также помещены материалы, касающиеся геодинамики, региональных исследований и геоэкологии.

Адресуется преподавателям, научным работникам, аспирантам, студентам вузов и специалистам производственных организаций геологического профиля.

УДК 55(476)(06)+550.81(06)
ББК 26.3(4Бел)я431

ISBN 978-985-553-110-5

© Коллектив авторов, 2014

ПРЕДИСЛОВИЕ

Очередные VIII Университетские геологические чтения, приобретающие статус ежегодных, посвящены исследованию отложений четвертичной системы, слагающей верхнюю часть платформенного чехла и представленную покровно-ледниковой и внеледниково-межледниковой формациями. Накопление четвертичных толщ, начавшееся в течение сильного планетарного похолодания, продолжают и в настоящее время. Отложения квартера играют роль моста между геологическим прошлым, современностью и будущим. Они являются объектом многостороннего исследования и поэтому четвертичный период рассматривается не просто в качестве очередного этапа геологического развития Земли, а как предмет целого учения, результаты которого могут быть распространены на более древние геологические эпохи.

Необходимость изучения отложений четвертичной системы диктуется запросами практики. Четвертичные образования – песок, гравий, глины, супесь, суглинок, лессы, валуны, отторгнутые породы более древних систем, а также подземные воды, представляют собой полезные ископаемые, которые чрезвычайно широко использовались и используются человеком. Необходимость изучения четвертичных отложений также диктуется запросами инженерной геологии, рассматривающих их в качестве оснований для различных сооружений.

По отношению к грандиозным ледниковым покровам территория Беларуси расположена в зоне аккумуляции между зоной преимущественной экзарации, в которой сохранились, в основном, самые молодые ледниковые отложения, и широкой перигляциальной полосой, представленной, главным образом, лессовыми породами. Ледниковые и межледниковые отложения в пределах этой зоны отличаются разнообразием генетических типов и фаций, ледниковых форм рельефа, стратиграфической полнотой, классическими проявлениями гляциодислокаций. По справедливому мнению выдающегося исследователя и несомненного знатока антропогена Беларуси академика Г.И. Горецкого эти отложения имеют эталонное значение для всей ледниковой зоны Русской равнины.

VIII Университетские геологические чтения, проводимые под эгидой Белорусско-российского центра наук о Земле, имеют своей целью показать уровень развития четвертичной геологии в БГУ. С другой стороны, мы хотели бы подчеркнуть возникающие дискуссионные проблемы в этой области геологических знаний и попытаться заявить о важнейших направлениях исследований четвертичных отложений, развивающихся на географическом факультете БГУ. С самых первых дней обучения студентам прививается любовь к исследованиям отложений квартера. Эти отложения рассматриваются в различных аспектах при изучении таких наук, как четвертичная геология, геоморфология, дисциплины геоэкологического, почвоведческого циклов, озероведение, гидрология, гидрогеология, поиски и разведка полезных ископаемых и др. Действительно, география и геология именно в этом научном направлении могут быть наиболее «полезны» друг другу. Все это позволяет продолжать и укреплять традиции немалого эшелона классных специалистов БГУ, имена и деяния которых широко известны в области изучения четвертичной геологии. Вспомним самых известных ученых и педагогов БГУ, внесших вклад в изучение четвертичного периода. Это – академики Н.Ф. Блюдоух, К.И. Лукашев, член-корреспондент В.К. Лукашев, профессора В.А. Дементьев, О.Ф. Якушко, Э.А. Левков, Э.А. Высоцкий, доценты Л.Н. Вознячук, В.В. Стецко.

Материалы, вошедшие в сборник докладов VIII Университетских геологических чтений, показывают значительные достижения последних лет и проблемы в разностороннем изучении четвертичных отложений. Участие в них ученых не только Беларуси, но и России, Украины, Польши, Латвии, Китая, Вьетнама, Узбекистана придает совещанию международный ранг.

Хорошей традицией, сложившейся на географическом факультете БГУ, является посвящение конференции личности, внесшей большой вклад в изучение предмета исследований. Мы посвящаем VIII Университетские геологические чтения «Геология и полезные ископаемые четвертичных отложений» памяти профессора Эрнста Аркадьевича Левкова (1935-1996) – белорусского советского ученого, геолога, историка, этнографа, краеведа, популяризатора науки, известного в мире как одного из основателей учения о гляциотектонике.

Оргкомитет
VIII Университетских
геологических чтений

БИОСТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ р. ТУМАННАЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

Седиментация отложений крайнего юга Дальнего Востока России (ДВР) в неоплейстоцене и голоцене происходила в ходе неоднократно меняющихся природных условий. Этапы эволюции природной среды зафиксированы в изменении литологического состава отложений, палиноспектров и диатомовых комплексов изучаемой территории.

Значительный вклад в изучение развития природной среды этого региона внесли М.Н. Алексеев (1978), Б.И. Васильев, Л.В. Голубева и Л.П. Караулова (1983), А.М. Короткий (1980) и Б.И. Павлюткин (2002). В настоящей работе приводятся новые данные по биостратиграфическому расчленению отложений этого региона.

Район исследования расположен в южной части Хасанского района Приморского края, на прибрежной аккумулятивной равнине Японского моря, в приустьевой части р. Туманная, лежащей в пределах Хасанской подзоны Западно-Приморской зоны позднепалеозойской складчатости. В геологическом разрезе выделены два структурных этажа: докайнозойский и кайнозойский (Геология..., 1969). Верхний чехол кайнозойских отложений сложен четвертичными осадками аллювиального, аллювиально-морского, озерного, озерно-морского и биогенного генезиса. Мощность вскрытых аллювиальных отложений р. Туманная достигает 100 м (Павлюткин, Белянина, 2002).

Состав современной растительности отражен в субфоссильных палиноспектрах. Так, в составе субфоссильных спектров о. Фурутельма, лежащего в 15–20 км к северо-западу от устья р. Туманная, в юго-западной части залива Петра Великого (Белянин, 2008) и донных отложений оз. Дорицине, расположенного на аккумулятивной равнине р. Туманная, доминирует пыльца умеренно-термофильных видов растений *Quercus mongolica* Fisch. Ex Ledeb., *Quercus dentata* Thunb., *Pinus s/g Diploxylon*, *Pinus s/g Haploxylon* и *Fraxinus* sp. Отмечается незначительное присутствие *Abies* sp., *Betula* sect. *Albae*, *Carpinus cordata* Blume., *Betula* sect. *Costatae*, *Betula dahurica* Pall., *Betula schmidtii* Regel., *Alnus*, *Aralia*, *Ulmus*, *Viburnum*.

В ходе исследования были изучены образцы керн скважин методами палинологического и диатомового анализа, а также проведено радиоуглеродное и уран-ториевое датирование (Павлюткин, Белянина, 2002). В результате, выделены основные этапы геологического развития крайнего юга ДВР в неоплейстоцене и голоцене. В работе использована схема периодизации климатических событий неоплейстоцена и голоцена предложенная Н.С. Болиховской и А.Н. Молодковым (Болиховская, Молодков, 2011).

Ранний неоплейстоцен, МИС 15–12. Осадки этого возраста вскрыты скважинами в прибрежной части Японского моря, а также обнаружены в береговых обнажениях оз. Хасан. Седиментационная пачка отложений, включающая пески и алевриты, представлена аллювием реки палео-Туманган (заклучение Е.И. Царько). В спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца мелколистственных растений северо-бореальной флоры, таких как *Betula* sp., *Betula* sect. *Nanae* и *Alnaster*. Также, отмечена пыльца неморальной флоры родов *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Pinus s/g Haploxylon* и *Pinus s/g Diploxylon*. Присутствует пыльца водных и прибрежно-водных растений *Nymphaea*, *Menyanthes* и споры водного папоротника – *Salvinia*. Данный состав палинокомплекса отражает умеренно-холодные условия межледникового раннего неоплейстоцена.

Из отложений береговых обнажений оз. Хасан получены палиноспектры, в которых доминирует пыльца растений входящих в состав Северо-Китайской флористической провинции – *Pinus tabulaeformis* Carr, *Carpinus* sp., *Tsuga diversifolia* (Maxim), *Cupressaceae* и др.

Средний неоплейстоцен, МИС 11–6. Древние озерные отложения оз. Дорицине вскрыты серией скважин на побережье Японского моря. В выделенном из этих отложений комплексе диатомовой флоры (скв. 1 и 26), в сумме до 94,2%, преобладают планктонные пресноводные сообщества диатомей – *Aulacoseira granulata* (Ehr.) Sim., *Aulacoseira islandica* (O. Mull.) Sim., *Aulacoseira arundinata* var. *angustissima* (O. Mull.) Sim. и *Aulacoseira distans* (Ehr.) Sim., причем 4,0% из них приходится на вымершие виды рода *Aulacoseira*. В небольшом количестве присутствуют обитатели болот – *Pinnularia viridis* (Nitzsch.) Ehr. и виды рода *Eunotia*. Отмечены характерные представители проточных водоемов – *Didymosphenia geminata* var. и виды рода *Cymbella*. В количестве до 5,4% встречаются солоноватоводно-морские формы, среди которых преобладает *Diploneis Smithii* Thw.

Полученные палинологические данные (по скв. 26) отражают климатические колебания, происходившие в среднеоплейстоценовое время. Выделяются следующие этапы развития растительных формаций: дубово-сосновых лесов, ильмово-елово-сосновых лесов, ильмово-березовых лесов, широколиственно-сосновых лесов, дубовых лесов, елово-сосново-березовых лесов и березовых лесов (Белянина, 2008).

Поздний неоплейстоцен, МИС 5–2. Отложения этого возраста, имеющие аллювиально-морской и озерно-морской генезис, вскрыты многими скважинами на прибрежной аккумулятивной равнине р. Туманная (Павлюткин, Белянина, 2002). Осадки представлены илоподобными суглинками и супесями, переходящие в верхней части в супесчано-суглинистые илы. Образование отложений происходило в ходе морской трансгрессии. Определенный уран-ионевым методом возраст этих осадков составил 85500±2000 л. (К-172) и 107000 л. (К-173). Радиоуглеродные даты оказались за пределами.

Комплекс диатомовой флоры имеет смешанный состав. В нем наряду с пресноводными видами диатомей присутствуют солоноватоводно-морские и морские виды. В составе палинокомплекса доминирует пыльца умеренно-термофильных растений, характерных для межледникового палинофлоры позднего неоплейстоцена.

Отложения, сформированные в холодную фазу позднего неоплейстоцена (МИС 4), представлены осадками оз. Дорицине. Преимущественное положение в палинокомплексе занимает пыльца кустарниковых видов берез. Из отложений выше по разрезу скв. 35 выделен палинокомплекс, характеризующий потепление (МИС 3), что подтверждается радиоуглеродной датировкой 34090±600 л. н. В нем доминирует пыльца неморальных видов растений. Выше по разрезу выделены отложения, соответствующие стадии МИС 2. В составе палиноспектров этой части разреза преобладает пыльца кустарниковых форм берез и ольхи.

Голоцен, МИС 1. Начавшееся общепланетарное потепление климата в раннем голоцене привело к изменению растительного покрова. В палиноспектрах из отложений этого возраста отмечается появление современных элементов растительности: *Pinus*, *Quercus*, *Ulmus* и *Tilia*.

Климатический оптимум голоцена в нижнем течении р. Туманная выражен довольно отчетливо. В раннем и среднем голоцене формируются полидоминантные широколиственные леса. К среднему голоцену отнесена пачка прибрежно-морских и озерных отложений, вскрытых серией скважин в прибрежной зоне, представленных эстуарными илами и супесями (4060±60 л. С¹⁴). Седиментация происходила в умеренно-теплых условиях оптимальной фазы среднего голоцена.

В полученных палиноспектрах доминирует пыльца неморальной флоры – *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Carpinus*, *Pinus koraiensis* и др.

На границе среднего и позднего голоцена отмечается общепланетарное похолодание климата. Происходит регрессия Японского моря (Короткий и др., 1980). На прибрежных равнинах формируются ландшафты с участием ольхи, кустарниковых берез и луговых растений. Возникают торфяные болота, о чем свидетельствуют вскрытые отложения. В палиноспектрах доминируют современные сосны родов *Haploxylon* и *Diploxylon*.

Результатом проведенных исследований является реконструкция природной среды приустьевой части р. Туманная в неоплейстоцене и голоцене. Выявленные этапы развития растительности и палеоландшафтов, отражают реакцию экосистем на часто меняющиеся природные условия, важнейшими из которых являются погружение впадины Японского моря и флуктуации климата четвертичного периода. Формирование аккумулятивной равнины происходило в условиях морских трансгрессий, когда море проникало вглубь материка на десятки километров, а также в результате аккумуляции осадков р. Туманная, озерной и биогенной седиментации.

Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии. М., Наука, 1978. 205 с.

Белянина Н.С. Изменение видового состава флоры о. Фуругелма в позднем голоцене по данным палинологического анализа (Дальний Восток России) // Палинология: стратиграфия и геоэкология / Сборник трудов XII Всероссийской палинологической конференции (29 сентября - 4 октября 2008 г., Санкт-Петербург): В 3 т. / отв. Ред. О.М. Прищепа, Д.А. Субетто, О.Ф. Дзюба. СПб.: ВНИГРИ, 2008. Т. II. С. 62-66.

Белянина Н.И. Палинотрапегия отложений неоплейстоцена устьевой части р. Туманган (юг Российского Дальнего Востока) // Палинология: стратиграфия и геоэкология / Сборник трудов XII Всероссийской палинологической конференции. СПб.: ВНИГРИ, 2008. Т. II. С. 67-68.

Болховитов Н.С., Молодьков А.Н. Схема периодизации, корреляция и возраст климатических событий неоплейстоцена // Фундаментальные проблемы четвертичного периода: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск: СО РАН, 2009. С. 75-77.

Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. Ред. Берсенов И.И. М.: Недра, 1969. 695 с.

Голубева Л.В., Караулова Л.П. Растительность и климатостратиграфия плейстоцена и голоцена юга Дальнего Востока СССР. М.: Наука, 1983. 141 с.

Колесников Б.П. Растительность // Дальний Восток. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 183-245.

Комаров В.Л. Введение к флорам Китая и Монголии // Труды Санкт-Петербургского ботанического сада. 1908. Т. XXIX, вып. 1. 176 с.

Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука, 1980. 234 с.

Павлюткин Б.И., Белянина Н.И. Четвертичные отложения Приморья: некоторые итоги систематизации и дальнейшие перспективы изучения // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21. № 3. С. 80-93.

Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен-голоцен. Атлас-монография. Под. ред. проф. А.А. Величко. М., 2009. 120 с.

А. С. Букасс¹, А. В. Бартова¹, А. С. Клевцов¹, Д. В. Зархидзе¹, В. В. Иванова²

¹ЗАО «Поляргео», Санкт-Петербург, ²ФГУП ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ РАЗРЕЗОВ, СОДЕРЖАЩИХ ПЛАСТОВЫЕ ЛЬДЫ, НА КАРСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ЮГОРСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В 2013 году к востоку от пос. Амдерма на побережье Югорского полуострова (рис. 1) были изучены разрезы кайнозойских отложений, вмещающие залежи пластовых льдов (ЗПЛ) спорного генезиса. Для изучения были выбраны известные ранее разрезы позднего кайнозоя, в которых встречались пластовые льды: участок «Урочище Изба Шпиндлера» (Manley et al., 2001), участок «Первая Песчаная» (Слагода и др., 2010) и выявленный нами новый участок «Вторая Песчаная». Основное внимание обращалось на взаимоотношение ЗПЛ с вмещающими и перекрывающими отложениями, определению их состава, генезиса, относительного и абсолютного возраста, а также строению, морфологии и химическому составу самих ледяных тел. Для характеристики вмещающих ЗПЛ отложений были проведены: литологическое описание разрезов и сбор остатков макрофауны; отбор проб на определение микрофауны, палинокомплексов (ПК), грансостава пород и отбор проб по льдам для их геохимической характеристики и для определения изотопного состава.

Участок «Урочище Изба Шпиндлера» расположен в 2 км западнее устья р. Хубтяяха. Предшествующие исследователи (Manley et al., 2001) выделили и описали 9 пачек, среди которых находится пласт погребенного глетчерного льда и два уровня диамиктона. Низы разреза определялись как морские, верхи – как ледниковые и флювиальные. Нами выделены и исследованы 6 толщ (рис. 2) снизу вверх:

Нижний диамиктон (D1). Темно-серые с синеватым оттенком оскольчатые глины, глинистые алевроиты, обломками и целыми раковинами морских моллюсков, часто залегающих в прижизненном положении. Выявлены среднемиоценовые ПК.

Нижний лед (L1). Включает две толщи льдов: слоистые льды $L1^1$ – переслаивание прозрачного льда и мутного льда, содержащего примесь алевроита, и «примыкающие» к ним чистые, прозрачные льды ($L1^2$), с мелкими пузырьками воздуха. Вышележащая толща (РА) согласно облекает кровлю льда.

Песчано-алевритовая пачка (РА). Ритмичное переслаивание песков, алевроитов, глин, с позднемiocен-раннеплиоценовыми ПК.

Верхний лед (L2). Слоистые льды, по внешнему виду аналогичны $L1^1$.

Верхний диамиктон (D2). Глины песчанистые, слабо алевроитистые, темно-серые, синеватые средне- и крупнооскольчатые, с единичными включениями гравия и мелкой гальки, с раковинами морских моллюсков, часто залегающих в прижизненном положении. По ПК возраст толщ – плиоцен (колвинское время).

Морские верхнеплейстоценовые отложения (МЗ). Горизонтально и косослоистые прибрежно-морские пески, от гравийных до мелкозернистых, с линзами торфа. По макрофауне и ПК толща соответствует позднему неоплейстоцену.

Участок «Первая Песчаная» расположен в 6–8 км восточнее пос. Амдерма, в пределах второй морской террасы с абсолютными отметками до 35–40 м, на поверхности которой развиты современные термоцирки, вскрывающие разрезы позднего кайнозоя с пластовыми льдами. Строение участка детально описано в работе Е.А. Слагоды и других (Слагода и др., 2010). Пластовые льды (видимая мощность 2–7 м, протяженность до 50–150 м) представлены, прозрачным льдом, горизонтально и волнистослоистым за счет мелких пузырьков воздуха и тонкой взвеси алевроитового состава, с единичными включениями гравия и даже обломков раковин (!) морских моллюсков (рис. 2). Оценка возраста найденных в толще льда карбонатных раковин выполнена с помощью метода SIS (д. г.-м. н. А.Б. Кузнецов, ИГД РАН). Содержания изотопов Sr в образце такой раковины (*Semibalanus balanoides* (Linnaeus)) соответствует 1.1 млн. лет (PG-170). Пласт льда осложнен складками шириной до 15 м, высотой до 3 м, подчеркнутыми внутренней слоистостью. Кровля пласта льда неровная, пологонаклонная и волнистая, перекрыта темно-серыми глинистыми алевроитами с редкими включениями гравия, мелкой гальки, обломков и целых раковин морских моллюсков (рис. 2). Выше по разрезу алевроиты сменяются мелкозернистыми песками, с четкой ровной горизонтальной и пологонаклонной слойчатостью, образованной тонкими прослоями

песчанистых алевроитов. Подошва ледяного тела на большей части обнажений перекрыта криогенными оползнями, либо находится ниже уровня моря.

Участок «Вторая Песчаная» расположен в 2-3 км западнее устья р. Вторая Песчаная. Здесь в толще отложений, слагающих вторую морскую террасу, встречено два ледяных тела. Нижний наклонный пластовый лёд (видимая мощность до 3,1 м, протяженность до 25-35 м) представлен прозрачным, стекловидным льдом, с включениями (от долей мм до 2-5 мм) пузырьков воздуха, на отдельных участках образующих скопления различной формы. Лёд содержит в небольшом количестве взвесь песчаной и алевроитовой размерности. В кровле отмечены линзы (до 3-5 см) песка тонкозернистого серого. Контакт с вышележащей пачкой глинистых алевроитов - четкий. Верхний S-образный пласт льда (видимая мощность от 0,3 м до 1,1 м, протяженностью 10-25 м), представлен прозрачным, стекловидным льдом, с включениями (от долей мм до 2-5 мм) пузырьков воздуха, с примесью песчаных частиц и алевроитовых окатышей (до 1-3 мм). Перекрывающие отложения облекают поверхность его кровли. Подошва обоих ледяных тел не вскрыта. Разрез участка «Вторая Песчаная» разделен на 8 пачек, включая два тела пластовых льдов (рис. 2).



По результатам геохимических исследований рассматриваемые ПЗЛ можно отнести к внутригрунтовым ледяным образованиям (по соотношению (Na+K) и Ca); образование льда происходило в восстановительных условиях (по слабоположительной Eu-аномалии); по классификации О. Алекина воды, сформировавшие ПЗЛ делятся на два типа: 1 тип $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ и 2 тип $\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$; по минеральному составу – воды пресные и ультрапресные; для формирования льдов L2 «Урочище Изба Шпиндлера» и льда «Вторая Песчаная» нельзя исключить влияние морской воды.

Таким образом, на всех изученных участках, с учетом литологических и тектонических признаков, результатов аналитических исследований, отложения, вмещающие пластовые льды, имеют не глетчерный, а морской и ледово-морской генезис, ПЗЛ – внутригрунтовой генезис.

Слагода Е.А., Лейбман М.О., Опокина О.Л. Генезис деформаций в голоцен-четвертичных отложениях с пастовыми льдами на Югорском полуострове // Криосфера Земли. 2010. Т XIV. № 4. С. 30–41.

Manley W., Lokrantz H., Gataullin V., Ingolfsson O., Forman S., Andersson T. Late Quaternary stratigraphy, radiocarbon chronology, and glacial history at Cape Shpindler, southern Kara Sea, Arctic Russia // Global and Planetary Change. 2001. 31. P. 239–254.

А. А. Вашков

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь

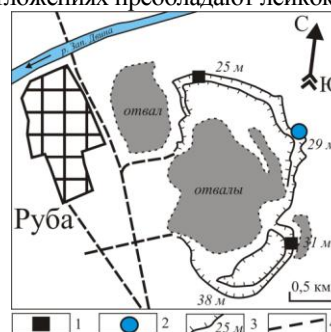
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРУБООБЛОМОЧНОЙ ФРАКЦИИ МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В КАРЬЕРЕ «ГРАЛЕВО»

Карьер «Гралево» по добыче доломита расположен в 1 км восточнее п. Руба Витебского района, на северо-западном склоне Витебской возвышенности, на левом коренном борту долины р. Западная Двина. Он является второй по величине искусственной горной выработкой в Беларуси, имеет размеры 3×1,5 км при глубине свыше 60 метров. Дочетвертичные породы семилукского горизонта верхнего девона вскрываются здесь на абсолютных отметках 135–137 м, мощность «вскрышной» четвертичной толщи составляет 25–38 м (рисунок).

Разрез четвертичной толщи карьера, наиболее полный в регионе, изучался с конца 1970-ых гг Х.А. Арслановым, Ф.Ю. Вличкевичем, Л.Н. Вознячуком, Я.К. Еловичевой, П.Ф. Калиновским, О.П. Кондратене, Г.И. Литвиноком, А.Н. Мотузко, А.Ф. Санько, Т.В. Якубовской и другими [Санько, 1987]. Исследователями установлено, что в стенках карьера вскрываются два межледниковых горизонта – александровский и муравинский, а также минимум три ледниковых горизонта – березинский, припятский и поозерский. В конце 1980-ых годов И.Л. Гуминским и А.Ф. Санько был проведен первый анализ петрографического состава гравийно-галечной фракции морен обнажения [Гуминский, 1989]. Анализировались две фракции, 10–7 и 7–3 мм. Были установлены значительные различия между разновозрастными ледниковыми отложениями. Отмечено, что в составе грубообломочной фракции древнейших морен преобладают осадочные породы (известняки, доломиты), в более молодых моренных отложениях преобладают лейкократовые граниты.

Таблица
Петрографический состав грубообломочной фракции моренных
отложений в карьере «Гралево» (%)

Морены	Q ₂ pž	Q ₂ pr ^{sz}	Q ₂ pr ^д	Q ₂ bž
Кристаллические породы:	38,4	35,7	32,1	19,8
Гранит розовоцветный	23,5	18,5	16,9	7,4
Гранит сероцветный	7	7,1	3,9	7,4
Кварц	0,8	3	2,2	1,3
Полевой шпат	0,8	0,2	1,3	0,7
Магматические основные и средние	3,6	2,5	4,8	1,5
Гнейс и кристаллический сланец	1,5	2,5	1,7	1,5
Кварцит	1,3	1,9	1,3	-
Осадочные породы:	61,6	64,3	67,9	80,2
Песчаник	1,5	2,5	1,5	3,7
Аргиллит и алевролит	0,8	-	0,7	-
Известняк	31,2	40,6	35,1	44,7
Доломит	22,5	16,8	25,4	27,1
Мергель	3,1	4,2	3,9	0,2
Лимонит и охра	2,1	0,2	0,9	-
Карбонатные новообразования	0,3	-	0,4	4,5
Всего зерен (шт.)	387	406	461	403



1 – места обнажения муравинского межледникового горизонта; 2 – местоположение обнажения александровского горизонта и точка опробования моренных горизонтов; 3 – уступы карьера и мощность четвертичной толщи; 4 – автодороги

Схема карьера «Гралево»

В 2013 году были получены новые данные о петрографическом составе морен карьера «Гралево». Отбор образцов производился на восточной стенке карьера высотой около 40 м. Мощность четвертичных отложений у точки опробования составляла 29,4 м. Было опробовано 4 слоя морен на глубинах 0,5–8 м, 8,8–12,8 м, 16,8–18,6 м, 24,8–29,4 м. На глубине 8–8,8 м были вскрыты лимно- и флювиогляциальные отложения, а на глубине 18,6–24,8 м межледниковые озерные и болотные

александрийские аккумуляции. Таким образом, были опробованы поозерская, припятская и березинская морены. Разность литологического состава, наличие линзы флювиогляциальных отложений на глубине 12,8–14,4 м позволяют сделать предположение, что были опробованы сожская и днепровская морены припятского ледникового горизонта.

Отбор проб производился в объеме 15 кг. Пробы промывались на 5 миллиметровых ситах, зерна гальки свыше 50 мм из пробы исключались. В результате в каждой пробе оказалось от 387 до 461 штук зерен гравия и мелкой гальки, что позволяет говорить о представительности полученных проб. В камеральных условиях пробы разделялись на следующие фракции: граниты розовоцветные, граниты сероцветные, кварц, полевошпатовые, магматические основные и средние породы, гнейсы и кристаллические сланцы, кварциты, песчаники, аргиллиты и алевролиты, известняки, доломиты, мергели, лимонит и охра, карбонатные новообразования. При определении использовались 10% соляная кислота, образцы подвергались анализу на прочность, для визуального определения зерен мельче 10 мм использовалась лупа.

В результате проведенных исследований были получены следующие результаты (таблица).

В составе грубообломочной фракции всех морен преобладают осадочные породы транзитной и местной питающей провинции. Важным обстоятельством и корреляционным признаком является то, что количество осадочных пород возрастает по мере увеличения возраста отложений. Это связано с большим насыщением древних морен местными карбонатными породами, преимущественно доломитами. Среди осадочных пород наибольшее значение имеют известняки, количество которых также в среднем увеличивается с возрастом морены. В древнейшей березинской морене повышенное содержание песчаников и карбонатных новообразований, а число мергелей значительно сокращается.

Содержание кристаллических пород удаленной питающей провинции по мере увеличения возраста морен сокращается с 38,4% до 19,8%. Среди этих пород ведущее значение имеют розовоцветные обломки гранитов Выборгского массива, а также сероцветные граниты, диориты и габбро Салминского массива южной Карелии. Содержание зерен кварца, полевошпатовых, гнейсов и кварцитов в целом одинаковое во всех образцах.

Таким образом, данные о петрографическом составе грубообломочной фракции разновозрастных морен обладают хорошим корреляционным признаком и могут быть использованы при расчленении ледниковых горизонтов региона. Наиболее достоверно полученные данные позволяют диагностировать наиболее древнюю, березинскую морену.

Гумінікі І.І. Асаблівасці петраграфічнага складу жвірова-галечнай фракцыі з агаленняў Гралёва і Руба // Геалагічныя і палеанталогічныя даследаванні кайназой Беларусі. Мінск: Навука і тэхніка, 1989. С. 27–31.

Санько А.Ф. Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Минск: Наука и техника, 1987. 187 с.

Н. И. Глушанкова¹, А. К. Агаджанян²

¹ Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова ² ПИН РАН,

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА НА ЗАПАДЕ ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ СЕРИЙ)

Приволжская лёссовая провинция располагается на одноименной возвышенности, которая полого спускается к Окско-Донской равнине и круто, иногда уступами, обрывается к долине Волги. Детальные исследования лёссово-почвенной формации, впервые проводимые на территории Приволжской возвышенности, с использованием комплекса методов сопряженного палеогеографического анализа (литолого-фациального, палеопедологического, микротериологического и др.), позволили оценить общее строение лёссовых покровов, представляющих достаточно полную стратиграфическую колонку, свойственную плейстоцену этого региона; реконструировать изменения природной среды и проследить тренд процессов педогенеза в плейстоценовой истории Приволжской возвышенности (Глушанкова, 2008 а,б).

Объектом исследования послужили опорные разрезы *Сурского ключевого участка* - области распространения лёссово-почвенной формации на северо-западном пологом склоне Приволжской возвышенности, занятом северной лесостепью. Возвышенное положение и эрозионно-расчлененный рельеф сказывается на распространении субэвразийских отложений, не образующих здесь сплошного массива. Наиболее полно лёссово-почвенная формация представлена в опорном разрезе Чирково (54°50' с.ш., 46°35' в.д.), где детально изучена авторами в серии расчисток и в трех специально пробуренных скважинах на северо-западе Ульяновской области, в 0,7 км к востоку от с. Чирково. Опорный разрез вскрывается в бортах крупного оползневого цирка, где в естественном обнажении, протяженностью около 2–3 км и общей мощностью более 20 м, вскрываются: раннеплейстоценовые аллювиальные осадки погребенной долины; среднеплейстоценовая лёссово-почвенная серия с тремя сближенными горизонтами ископаемых почв – инжавинской, сопоставляемой с лихвинским межледниковьем, постлихвинской каменной и роменской почвами; позднеплейстоценовая лёссово-почвенная серия, состоящая из мезинского педокомплекса, брянской почвы и венчающей разрез голоценовой почвы. В разрезе представлен полный спектр поздней- и среднеплейстоценовых лёссов валдайского, днепровского и более древних генераций, которые различаются по мощности и литологическим характеристикам. Наиболее мощным (по кернавому материалу) является горизонт валдайского лесса мощностью 4–5 м, с преобладающей алевролитовой фракцией в гранулометрическом составе. Ему уступает горизонт днепровского лесса, достигающий 2,0 м. Мощности лёссовых горизонтов, разделяющих горизонты палеопочв и отвечающие эпохам похолодания, существенно сокращены вплоть до полного поглощения их последующими педогенными процессами.

Аллювиальные отложения погребенной долины, выходящие в основании разреза и залегающие на меловых песках, представлены галечником из хорошо и средне окатанных галек карбонатных и кристаллических пород, с прослоями супесчано-суглинистого материала и многочисленными кротовинами, выполненными более темным материалом (вероятно, из горизонта А1 раннеплейстоценовой почвы, не сохранившейся в данном разрезе). Эти галечники содержат костные остатки мелких млекопитающих. Облик фауны определяют корнезубые полёвки *Mimomys* и некорнезубые *Pitymys* и *Microtus*. Возраст фауны и соответственно осадков ее вмещающих установлен по сочетанию *M. pusillus* Mehely, *P. gregaloides*, *P. cf. panonicus*, которое характерно только для первой половины раннего плейстоцена (Агаджанян, 2009).

Самой древней среди палеопочв разреза является инжавинская почва лихвинского межледниковья (~455–360 т.л.н., ИКС 11), залегающая в основании среднеплейстоценовой лёссово-почвенной серии. По микротериологическим данным установлена принадлежность палеопочв рассматриваемой эпохи к этапу развития сингильского фаунистического комплекса (Маркова, 2004). Почвообразующей породой для почвы послужили темно-коричневые суглинки окского возраста. Палеопочва представлена текстурно-дифференцированным профилем типа А1–А2В–Вг мощностью 2,5 м. Подобная дифференциация и аналитические данные (обезыливание верхних горизонтов, обеднение их полуторными

оксидами, максимум которых приурочен к иллювиальному горизонту) характерны для современных почв лесного и лесостепного генезиса. Хорошо сохранившаяся постлихвинская каменная почва (~340-280 т.л.н., ИКС-9), профиль которой дифференцированный по типу А1-Вт, залегает непосредственно на инжавинской палеопочве. Ее характеризуют мощный (0,7 м), в значительной степени деформированный гумусовый и хорошо оструктуренный иллювиальный (2,3 м) горизонты. Анализ полученных данных позволяет предположить, что развитие почвы происходило под воздействием интенсивного гумусонакопления, лессиважа, оглинения, иллювиирования гумуса в условиях более теплых и влажных, чем современные в бассейне Суры. Показанные выше признаки характерны для широкого круга дневных лесных и лесостепных почв. Возможными современными аналогами каменной почвы в разрезе Чирково могли быть бурые лесные лессивированные, серые лесные почвы. Косвенным подтверждением этого являются палинологические данные, полученные В.В. Писаревой для одновозрастной почвы, изученной в разрезе Нароватова, в бассейне Мокши. Согласно им, флора времени накопления почвообразующей породы для каменной почвы, была беднее лихвинской. В ее составе, на фоне доминирующей роли ели, присутствовали дуб, вяз, липа. Единично в образцах встречена пыльца граба. Уровень почвообразования на нижнем контакте днепровского лесса представлен слабо дифференцированным профилем (А1-ВСа) роменской почвы (~260-220 т.л.н., ИКС 7), сближенным с нижележащей почвой. Для монолитного профиля (1,35 м) характерны постепенные переходы между генетическими горизонтами и вмещающими суглинками, отсутствие четкой дифференциации минеральной массы, с признаками оглеения в верхней и средней частях горизонта А1. По данным изучения костных остатков микротериофауны из кротовинных горизонтов палеопочвы установлена ее принадлежность к этапу развития хазарского фаунистического комплекса (Маркова, 2004). Выше по разрезу залегает пачка светло-коричневых суглинков (1,65 м), сопоставляемая с отложениями днепровской холодной эпохи. Слоистые суглинки характеризуются крупно пылеватым составом, с большим количеством железомарганцевых и карбонатных новообразований. От их нижнего контакта отходит большое количество крупных трещин субвертикальной ориентировки, которые разбивают лежащие ниже отложения на значительную глубину.

Поверх днепровского лесса залегает позднелайпленовая лессово-почвенная серия, представленная хорошо сохранившимся профилем мезинского педокомплекса (1,36-1,65 м), состоящего из почвы микулинского межледникового (~130-70 т.л.н., ИКС 5е) и перекрывающей её почвы крутицкого интерстадиала (~65-54 т.л.н., ИКС 5). Палеопочвы мезинского комплекса нарушены криогенными деформациями смоленской фазы криогенеза ранневалдайского возраста. Ее ранняя фаза «а» приурочена к завершающим этапам микулинского межледникового, а более поздняя – к началу валдайской ледниковой эпохи. Генетический профиль микулинской почвы, состоящий из гумусового и иллювиального горизонтов, отражает четкую дифференциацию распределения гранулометрических фракций по вертикали, среди которых доминирует крупно пылеватая размерность. Наблюдается вынос ила из верхних горизонтов и накопление его в иллювиальном горизонте под воздействием процесса лессиважа. В понижениях мезорельефа в профиле микулинской почвы появляется морфологически выраженный элювиальный горизонт А2 мощностью 7-12 см, свидетельствующий о наличии процессов оподзоливания и псевдооглеения. О лесном характере почв микулинского межледникового свидетельствует фульватный состав органического вещества (С_{гк}С_{фк} 0,5-0,6), упрощенное строение молекул гуминовых кислот. По сравнению с микулинскими почвами, в составе гумуса верхней палеопочвы возрастает группа гуминовых кислот, в особенности фракции, связанной с кальцием (С_{гк}С_{фк} 1,1-1,3), что свидетельствует о степном характере педогенеза крутицкой почвы. Вышележащая брянская палеопочва (~45-25 т.л.н., ИКС 3), с хорошо выраженным профилем А1-ВСа (2,0 м), залегает на светло-коричневых карбонатных суглинках. По ряду морфотипических признаков в палеопочве обнаруживается сходство с одновозрастными разностями, изученными в опорных разрезах на территории бассейнов Днепра, Оки, Дона. Отличия ее заключаются в наличии хорошо выраженного гумусового горизонта, менее выраженной подгумусовой части профиля, в почти полном отсутствии глеевого горизонта и макромезотных деформаций. Палеопочва, по гранулометрическому составу, относящаяся к крупно пылеватым легким суглинкам, обогащена органическим веществом (С_{орг} 0,35-0,48%) фульватного состава, со значительной долей гуматов кальция. Относительное однообразие наблюдается в распределении основных компонентов валового химического состава. Комплекс признаков в строении палеопочвы свидетельствует также о том, что формирование её происходило в условиях относительно холодного континентального климата. Среди современных почв наиболее близкими по строению и условиям формирования являются палевые мерзлотные почвы Центральной Якутии. Разрез венчает современная серая лесная почва.

Исходя из вышесказанного, можно заключить, что плейстоцен в опорном разрезе представлен толщей субэразовых отложений, выполняющих древнюю балку, врезанную в раннеплейстоценовые аллювиальные осадки со следами древнего почвообразования. Кроме современной почвы, в разрезе обнаружены еще пять горизонтов ископаемых почв, четыре из которых представлены полнопрофильными палеопочвами различной степени сохранности, отвечающих климатолитам среднего и позднего плейстоцена. Им присущи индивидуальные морфотипические особенности, позволяющие отличать их друг от друга не только в разрезе, но и проследивать в пространстве на значительные расстояния.

Формирование столь полного комплекса новейших отложений тесно связано с исключительно благоприятными для аккумуляции условиями, возникшими на отмершем участке прadolины после прекращения стока, в конце раннего плейстоцена. Во время перигляциалов долина заполнялась делювиально-солифлюкционными отложениями, в гумидном климате межледниковий происходила стабилизация склонов и формировались палеопочвенные горизонты. Лессово-почвенная серия, охватывая временной интервал от конца среднего плейстоцена до голоцена включительно, отражает не менее чем шестикратную смену холодных и теплых эпох.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00372а).

Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской равнины. М.: Наука. 2009. 677 с.

Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Смоленск-Москва: Маджента. 2008а. 348 с.

Глушанкова Н.И. Эволюция ландшафтов Восточно-Европейской равнины в плейстоцене // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М. Изд. географ. ф-та МГУ. 2008б. С.65-83.

Маркова А.К. Плейстоценовые фауны млекопитающих Восточной Европы // Структура, динамика и эволюция природных геосистем. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Дом «Городец», 2004. С. 583-588.

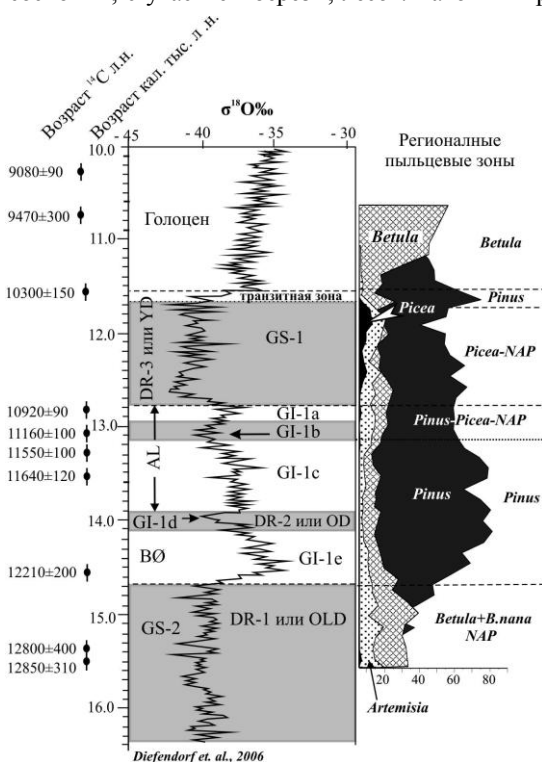
ЗАПИСЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ В ПЫЛЬЦЕВЫХ СПЕКТРАХ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ ПООЗЕРСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Представленный материал является частью исследований, проводимых в рамках проекта БФФИ (ХМС13-002) и международного проекта INTIMATE (ES0907), цель которых сосредоточена на выявлении индикаторов климатических событий, записанных в континентальных архивах.

Во время последнего поозерского оледенения (ПО) перигляциальная зона занимала значительную часть территории Беларуси. Максимальное положение ледника в пределах Беларуси охватывает временной интервал от ~20 до ~17.7 тыс. лет (Вознячук и др., 1978; Санько, 1999; Kalicki i in., 1997; Karabanov et al., 2004; Rinterknecht et al., 2007 и др.). Согласно данным А.К. Марковой и др. (Маркова и др., 2008), во время ПО (валдайского) к северу от широты г. Минска распространялась кустарничковая тундра, а южнее – перигляциальная тундра-лесостепь. Наиболее выраженные климатические и экологические изменения произошли в течение позднеледниковья, в интервале от ~14700 до ~11600 кал. л. н. Изменения климата, давшие импульс для деградации ледникового покрова, способствовали серьезным преобразованиям наземных растительных экосистем. В позднеледниковье прослеживается очень быстрое распространение древесной растительности (сосна, береза) в северные регионы страны, что предполагает близкое произрастание этих деревьев во время последнего оледенения.

Для восстановления динамики растительного покрова в перигляциальной зоне последнего оледенения использовались разрезы (Сергеевское, Судoble, Кузьмицкое, Чернихово, Иванисовка), обеспеченные хронологической (радиоуглеродное датирование) и биостратиграфической (палинологической) информацией (Богдель и др., 1983; Махнач и др., 2009; Зерницкая и др., 2010; Matveyev et al., 1993). Сводная иллюстрация пыльцевых данных по наиболее представительным таксонам из позднеледниковых отложений и корреляция региональных пыльцевых зон с глобальными климатическими событиями (Diefendorf et al., 2006) представлена на рисунке. Калибровка радиоуглеродных дат проведена с использованием программа CalPal 2007, при этом из временного диапазона брался средний показатель для привязки к календарной шкале. Однако, если брать максимальные значения, то получается, что аккумуляция озерных отложений и соответственно запись климатической информации в пыльцевых спектрах перигляциальной области начинается около ~16200 кал. л. н. (12850 14С л.н.). Учитывая, что изученные отложения представлены торфом, опесчаненными илами и карбонатными осадками, можно предположить, что климатические условия раннего дриаса (DR-1) были относительно благоприятными для произрастания древовидных форм березы и сосны. Об этом свидетельствуют и находки устьиц сосны (*Pinus stomata*) в разрезах Чернихово и Кузьмицкое, а также содержание пыльцы березы (*Betula* sect. *Albae*) более 25%. Лесотундровые ценозы (*Betula nana*, *Alnus fruticosa*, *Salix*, *Cyperaceae*, *Selaginella selaginoides*, *Huperzia selago*, изредка *Dryas octopetala* type) в сочетании со степными сообществами (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*) и участками сосново-березового редколесья были широко распространены в центральных и южных регионах Беларуси в интервале от 14.7 до 15.7 тыс.л.н.

На уровне ~14.7 тыс. кал. л. н. в изотопно-кислородной кривой фиксируется значительное потепление климата, которое соответствует началу бellingского (BØ, GI-1e) интерстадиала. Для этого этапа характерно распространение сосновых, с участием березы, лесов. Такой тип растительности преобладал не только в BØ, но и в течение аллередского интерстадиала (AL, GI-1c). Похолодание климата в среднем дриасе (DR-2, GI-1d), которое длилось ~200 лет, не нашло отражения в пыльцевых спектрах, лишь в редких разрезах на этом уровне отмечается рост значений пыльцы березы до 20%. Изменения в составе растительности произошли в конце AL, что было связано с похолоданием климата (т.н. осцилляция Герцензее, GI-1d) около 13.0 тыс. кал. л.н. Это событие в палиносpectрах центральных, восточных и юго-восточных регионов страны регистрируется ростом значений пыльцы трав и началом рациональной кривой пыльцы ели. В юго-западных районах Припятского Полесья в пыльцевых спектрах повышается роль ивы и трав. Наступившее кратковременное потепление климата, отмеченное как событием GI-1a в изотопно-кислородной кривой Гренландского ледника, в пыльцевых спектрах перигляциальной зоны не выражено. На этом этапе продолжается постепенное увеличение травянистых ассоциаций, сокращение участия сосны и березы в составе лесной растительности и повышение роли ели и ивы. Резкое похолодание климата в позднем дриасе (событие GS-1) ознаменовалось кульминацией значений пыльцы трав (20-40%, доминирует *Artemisia*, возрастают значения *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Cyperaceae*), *Picea* и *Salix*, изредка отмечается появление *Betula nana*, *Alnus fruticosa*. Разреженные сосново-березовые (юго-запад страны) и сосново-березово-еловые леса с участками тундростепных сообществ оккупировали перигляциальную область в течение DR-3. Потепление климата при переходе к голоцену (транзитная зона) четко фиксируется пиком пыльцы сосны (до 80%), резким падением значений *Picea* и *Artemisia*. Эти показатели выявлены по отложениям большинства скважин, изученных спорово-пыльцевым методом, и являются основным стратиграфическим критерием при отделении позднеледниковых отложений от голоценовых аккумуляций. В стратиграфической схеме позднеледниковья и голоцена Беларуси (Зерницкая и др., 2005) этот этап маркируется как PB-1.



Диаграммы - Корреляция региональных пыльцевых зон перигляциальной области с климатическими событиями, отраженными в изотопно-кислородной кривой Гренландского ледника

Богдель И.И., Власов Б.П., Ильвес Э.О., Климанов В.А. Разрез Судобле – стратотип реконструкции палеогеографических условий голоцена центральной Беларуси // История озер в СССР / Под ред. А.В. Раукаса и Л.А. Саарсе. Таллин, 1983. Т. 1. С. 30-32.

Вознячук Л.Н., Вальчик М.А. Морфология, строение и история развития долины Немана в неоплейстоцене и голоцене. Мн., 1978. 212 с.

Зерницкая В.П., Матвеев А.В., Махнач Н.А., Михайлов Н.Д. Стратиграфическая схема позднеледниковых и голоценовых отложений Беларуси. Лیتасфера. 2005. №1 (22). С.157-165.

Зерницкая В.П., Матвеев А.В., Тимерева С.Н. История формирования болота Иванисовка (Белорусское Полесье) // Лیتасфера. 2010. № 1(32). С.20-30.

Маркова А.К., Кольфсхотен ван Т., Бохник Ш., Косинцев П.А., Мол И., Пузаченко А.Ю., Симакова А.Н., Смирнов Н.Г., Верпоорте А., Головачев И.Б. Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л. н.). Издательство КМК, 2008. 556 с.

Махнач Н.А., Зерницкая В.П., Колосов И.Л. Стабильные изотопы углерода и кислорода и спорово-пыльцевые спектры в позднеледниково-голоценовых карбонатных осадках озера Сергеевского (Беларусь) // Лیتасфера. №1(30). 2009. С.103-114.

Санько А.Ф. Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Мн.: Наука і тэхніка, 1987. 178 с.

Kalicki T., Sanko A.F., Zernicka V.P., Litvinjuk G.I. Ewolucja doliny Dzwiny na Nisinie Suraskiej w poznyim glacie i holocene // Badania ewolucji dolin rzecznych na Bialorusi - I. Dok. Geogr., N 6. Pod red. T. Kalickiego. Wroclaw, 1997. S.13-52.

Karabanov A.K., Matveyev A.V., Pavlovskaya I.E. The main glacial limits in Belarus // Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part I: Europe. Elsevier, 2004. Amsterdam. P. 15–18.

Matveyev A.V., Krutous E.A., Zernitskaya V.P. Geochronology of the Holocene of the Belorussian Polesie // Radiocarbon. 1993. Vol. 35, N 3. P. 435-439.

Diefendorf A.F., Patterson W.P., Mullins H.T., Tibert N., Martini A. Evidence for high-frequency late Glacial to mid-Holocene (16800 to 5500 cal yr B.P.) climate variability from oxygen isotope values of Lough Inchiquin, Ireland // Quaternary Research. 2006. V. 65. P. 78-86.

Rinterknecht V.R., Pavlovskaya I.E., Clark P.U., Raisbeck G.M., Yiou F., Brook E.J. Timing of the last deglaciation in Belarus. 2007. Boreas 36. P.307–313.

Stuiver M., Grootes P.M., Braziunas T.F. The GISP 2 ¹⁸O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes // Quaternary Research. 1995. V. 44. P. 341-354.

Н. П. Калмыков

Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия

О РЕАЛЬНОСТИ ВИДА И ЕГО РОЛИ В ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОМ ОБОСНОВАНИИ СТРАТИГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Вся история стратиграфии связана с непрерывным стремлением повысить дробность биохронологических шкал, расширить области их применения. Однако это стремление постоянно наталкивается на ограничения, связанные с неполнотой палеонтологической и геологической летописи, изменчивостью геологических тел в пространстве, отсутствием четких критериев выделения новых таксономических единиц. Естественные трудности дополняются субъективностью мнений, ошибками в интерпретации материала, порою и фальсификацией (Kalmukov, 2013). Ниже излагается точка зрения о реальности вида и его роли в биостратиграфических исследованиях. Принимая те или иные критерии вида для ископаемых животных или растений, палеонтолог должен осознавать, что выделенные им новые виды, как правило, непригодны для филогенетических и биостратиграфических построений. Они позволяют судить лишь о морфологических тенденциях или разнообразии структур, по которым идет описание вида. Цель, которую преследует исследователь, выделяя новый вид, состоит не в фиксации в дискретных единицах всего наблюдаемого разнообразия морфологических типов, а в выделении каких-то группировок однородных остатков (Мейен, 1990), необходимые при различных построениях: биостратиграфических, филогенетических и других. В палеозоологии известны случаи крайнего дробления видов, подавляющее большинство из них не подтверждается последующими исследованиями, об этом свидетельствуют большие списки синонимии. Часто палеонтологи пишут об «узком» и «широком» понимании вида, имеющего не только узкое или широкое географическое, но стратиграфическое распространение. В действительности «узкие или эндемичные» виды и роды не удается определить повторно никому, кроме их авторов (например, *Itanzatherium angustirostre* из Юго-Восточного Прибайкалья или *Tamanalces caucasicum* с Таманского п-ова), а «широкие» виды получают столь расплывчатыми, что теряют коррелятивное значение. Этих ошибок можно избежать, если бы новые виды не описывались на фрагментарном материале, в диагнозах указывались признаки, отличающие их от близких форм того же таксономического ранга, не игнорировались изменчивость (индивидуальная, географическая, гомологическая), не использовались абсолютные размеры в качестве систематических признаков, учитывался только точно датированный и стратиграфически привязанный материал (Ангерманн, 1976; Листер, 1995). К сожалению, на практике они, как правило, не учитываются. Игнорирование этих рекомендаций ведет к тому, что «описания новых таксонов несопоставимы с другими, уже изученными или находящимися в процессе изучения таксонами, и, следовательно, не могут быть использованы в практике дальнейших исследований» (Шер, 1971, с. 12). Выделение новых видов, по мнению В.О. Ковалевского (цит. Борисяк, 1973), приводит лишь к созданию названий, бесполезных для понимания данной группы, поэтому целесообразнее уделять больше внимание признакам, служащие для установления родовых и подродовых таксонов. С этим соглашался А.А. Борисяк (1973), писавший, что, прежде всего, необходимо понять род, и только потом нужно изучать вид. Спустя полвека к этому призывала Э.А. Вангенгейм с соавторами (1983), но, увы, безуспешно. При описании новых видов, как правило, «выпячиваются» отличительные признаки на единичных экземплярах и мало уделяется внимание вопросам близости, прямого или несколько отдаленного родства форм с учетом изменчивости, как в онтогенезе, так и в филогенезе (Ангерманн, 1973; Шер, 1971). Несомненно, определенная ответственность лежит и на самих палеонтологах, часто замыкающихся в кругу узких систематических оценок ископаемых объектов, в кругу ложных концепций (Калмыков, 2009).

Известно, что существование вида, как и элементарной частицы – это просто теория, позволяющая признать его реальным и понять разнообразие органического мира. Вид, как и частица, полностью делокализован, т.е. он «рассеян» в пространстве-времени (*Mammuthus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus*). Описываемые ископаемые остатки того или иного животного (растения) представляют собой часть популяции и рассматриваются как ее отдельные особи, отличные друг от друга по многим признакам. Реальность особей популяций подтверждает реальность вида, представляющий собой не «вещь» и не субстрат в обычном понимании этого слова, а состояние движения, процесса – видообразования. В свою очередь, вид от этого не становится менее реальным, чем особь в популяции. Каждая особь обладает определенным сочетанием признаков и генотипом, обуславливающим развитие этих признаков, они составляют лишь бесконечно малую часть числа потенциально возможных, или мыслимых. Эти сочетания, очевидно, образовывали многомерное пространство-время, в котором каждый реальный или возможный вид занимал свое место. Поэтому биологическая эволюция является состоянием видообразования и сводится к большой последовательности изменений, связанных с наследственными вариациями, рождением, выживанием, размножением и смертностью на сравнительно небольших отрезках времени (Dobzhansky, 1951).

Одним из небольших отрезков времени в геологическом масштабе является, в частности, плейстоцен, почти соответствующий средней продолжительности существования видов животных, которая составляет примерно 2.75 млн. лет и колеблется от 0.5 до 5 млн. лет (Simpson, 1952). Согласно общепринятой точке зрения, вымирание тех или иных животных в плейстоцене связано с неоднократными покровными оледенениями в Северной Евразии и Северной Америке, а освобождение экологических ниш, которые они занимали, должно было бы привести к ускорению видообразования.

Однако таксономический состав плейстоценовой фауны млекопитающих не подтверждает эту точку зрения и опровергает существование многократных материковых оледенений (Калмыков, 2013). Интенсивного видообразования в плейстоцене не происходило, тем более вымираний – это плод систематических экзерсисов палеозоологов, а скорость видообразования находится в прямой корреляции с их целями. Судя по абсолютным датировкам с о-ва Врангеля, последние мамонты исчезли в Северной Азии около 4 000 лет назад, дикие лошади и бизоны – в историческое время. Причина их исчезновения в целом известна.

Стремление повысить дробность биостратиграфических схем привело к тому, что в основу систематики млекопитающих, в частности мамонтоидных слонов линии *Archidiskodon* – *Mammuthus*, положены признаки, отражающие в большей степени морфологические типы, чем биологические виды. Она создана без учета тех рекомендаций, о которых речь шла выше, и важного постулата, что вид состоит из множества локальных популяций, и чем дальше находятся друг от друга две популяции (два местонахождения), тем больше они отличаются по морфологическим признакам. Ископаемый материал, как правило, происходит не только из отложений разных местонахождений, возраст которых не всегда обоснован, зачастую с бечевника, и принадлежит единичным особям. Последнее обстоятельство не позволяет установить изменчивость диагностических признаков у видов с широким ареалом, в том числе гомологическую изменчивость. В отдаленных популяциях независимо друг от друга могли возникать гомологии, ставящие под сомнение многие зоогеографические реконструкции (Медников, 2005).

Известные филогенетические линии млекопитающих (например, *Archidiskodon meridionalis* (A. m. *gromovi*) → A. m. *meridionalis* → A. m. *tamanensis*) → *Mammuthus trogontherii* → M. *chosaricus* → M. *primigenius* с вариациями) – следствие смешения понятий «биологический» вид и морфологический тип. «Новые» виды и подвиды, сменяющие друг друга во времени, не являются таковыми, хотя бы только потому, что продолжительность их существования меньше ее нижнего диапазона. Они представляют морфотипы и не могут быть использованы при биостратиграфических и других построениях. В плейстоцене приспосабливание привело, судя по многочисленным спискам фауны млекопитающих из различных местонахождений и регионов, к большому количеству форм, отражавших, по всей видимости, разнообразие возможных экологических ниш. В настоящее время нет никаких оснований утверждать, что ниш было столько же, сколько экологических видов, не говоря о морфотипах, которые чаще всего используются в палеонтологическом обосновании стратиграфии плейстоценовых отложений, и не только их.

С другой стороны, краевые популяции широко распространенных видов – тех же M. *primigenius*, C. *antiquitatis*, B. *priscus*, могли, по-видимому, представлять собой разные виды, связанные между собой цепочкой скрещивающихся популяций (Майр, 1974). На ископаемом материале это проследить почти невозможно. В этой связи трудно даже предположить, что номинальные виды (шерстистые мамонты или шерстистые носороги) в Якутии были с длинной шерстью и густым подшерстком, в Западной Европе (совместное обитание шерстистого носорога и гиппопотама) – без них. Это подтверждает и определение вида, который в отличие от популяции, чей генотип обладает лишь относительной замкнутостью, представляет систему с замкнутым генотипом. Импринтинг (запечатление) мамонта и носорога, как шерстистые, устойчив более 200 лет и не способствует развитию иных точек зрения в палеонтологии и стратиграфии.

Ангерманн Р. Гомологическая изменчивость коренных зубов у полевок (Microtinae) // Проблемы эволюции. Новосибирск: Наука, 1973. Т. III. С. 104-118.
Борисяк А.А. Избранные труды. К столетию со дня рождения. М.: Наука, 1973. 359 с.
Вангенгейм Э.А., Трофимов Б.А., Шер А.В. Состояние и перспективы изучения континентальных биоценозов позднего кайнозоя // Основные проблемы палеонтологических исследований в СССР. М.: Наука, 1983. С. 97-111.
Калмыков Н.П. Об основных этапах развития четвертичной фауны в Предкавказье // Фундаментальные проблемы квартала: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Мат. VI Всерос. совещ. по изуч. четверт. периода. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 252-254.
Калмыков Н.П. Палеогеография и палеоэкология Западного Забайкалья в позднем палеолите в контексте новой концепции // Древние культуры Монголии и Байкальской Сибири: Мат. IV междунар. науч. конф., 13-19 сентября, 2013 г. В 2 ч. Чита, 2013. Ч. I. С. 86-92.
Листер А. Эволюция слонов мамонтовой линии в Евразии // Цитология. 1995. Т. 37. № 7. С. 685.
Майр Э. Популяции, виды и эволюция. М.: Мир, 1974. 460 с.
Медников Б.М. Избранные труды: Организм, геном, язык. М.: Т-во научных изданий КМК, 2005. 452 с.
Мейен С.В. Теоретические проблемы палеоботаники. М.: Наука, 1990. 287 с.
Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Америки. М.: Наука, 1971. 310 с.
Dobzhansky T. Genetics and the Origin of Species. New-York, Columbia University Press, 1951. 364 p.
Kalmykov N.P. The findings of fossil mammals in the context of paleontological research in Azov Region // Book of Abstract: VIII International Conference of Zoologists «Actual problems of protection and sustainable use of animal world diversity», 10-12 October 2013. Chisinau, 2013. P. 252-253.
Simpson G.G. How many species? // Evolution. 1952. Vol. 6. No. 3. P. 342.

С. М. Колошич

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь

О ГРАНИЦЕ ПООЗЕРСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

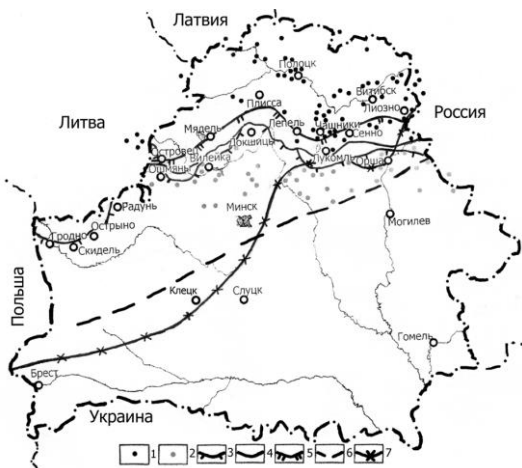
До настоящего времени среди геологов нет единого мнения о положении границы поозерского ледникового покрова на территории Беларуси. Существующие представления о границе оледенения складывались постепенно в ходе продолжительного изучения поозерских краевых образований и стратиграфии неоплейстоценовых отложений.

Одна из первых попыток установить и закартировать границу последнего оледенения была предпринята А. Б. Миссуной (1903), которая провела морфологическое и геологическое обследование поозерских конечных морен. На составленной карте ледникового рельефа масштаба 1:840000 А. Б. Миссуной впервые была в основных чертах правильно показана граница последнего оледенения в Белорусском Поозерье. Эта карта долгое время служила основой для геолого-геоморфологических исследований в последующие этапы.

Большое значение имели работы Г. Ф. Мирчинка, применившего для стратиграфического расчленения антропогена Беларуси альпийскую схему (Мирчинк, 1928). Обобщая геологосъемочные материалы по бассейну Березины, он выделил в четвертичной толще отложения трех оледенений: вюрмского, рисского и миндельского. Данное выделение он выполнил на основе изучения отложений муравинского межледниковья, перекрытых мореной. Границу последнего оледенения Г. Ф. Мирчинк проводит по линии: Калиш – Седец – Клецк – Смолевичи – оз. Пелик – Оболты – Орша – Рудня (рисунок; условные обозначения: 1 – разрезы с муравинскими межледниковыми отложениями, перекрытыми поозерской мореной, 2 – разрезы с муравинскими аккумуляциями, перекрытыми поозерскими перигляциальными образованиями; граница поозерского оледенения по: 3 – А. В. Матвееву и Э. А. Левкову, 4 – Л. Н. Вознячуку, 5 – М. М. Цапенко и Н. А. Махнач, 6 – А. И. Москвитину, 7 – Г. Ф. Мирчинку).

Основываясь так же на данных анализа некоторых геологических разрезов, где межледниковые отложения перекрыты мореной, свою границу А. И. Москвитин (Москвитин, 1950) проводит в рамках общей границы вюрмского оледенения по линии: Самострельники – Минск – Мурава – Микулино.

В послевоенные годы широко развернувшаяся среднemasштабная, а позже и крупномасштабная геологические съемки с применением комплекса методов, позволили получить богатый фактический материал по рельефу и геологическому строению Белорусского Поозерья. Его обобщали М. М. Цапенко, В. А. Дементьев, Л. Н. Вознячук и др. (Цапенко, Махнач, 1959; Вознячук, 1961, 1973, 1976), а позже А. В. Матвеев, А. К. Карабанов и др., (Палеогеография..., 2002, Матвеев, Карабанов 2004). Они основывались на данных палинологического изучения разрезов с муравинскими межледниковыми осадками, перекрытыми и не перекрытыми поозерской мореной.



Новый палеонтологический и стратиграфический материал позволил Л. Н. Вознячку (1973) выявить широкое распространение муравинских межледниковых отложений. Он показал, что границу последнего оледенения нужно проводить между разрезами, перекрывающими и не перекрывающими муравинские межледниковые отложения поозерской мореной. Согласно Л. Н. Вознячку граница поозерского оледенения проходит по северным склонам Гродненской возвышенности, между Скиделем и Острыно, западнее Радуня. Затем край ледника уходил за пределы республики и снова появлялся в Беларуси у Островца, далее он прослеживался севернее Вилейки и Докшиц на оз. Шо, оз. Селява, Оршу и вдоль широтного отрезка Днепра выходил за пределы страны.

Важным этапом в исследовании проблемы границы поозерского оледенения явился выход обобщающих работ Э. А. Левкова, А. В. Матвеева, Н. А. Махнач др. (Левков и др., 1973) по геологии четвертичного периода и развитию рельефа Беларуси. Для территории Белорусского Поозерья ими проанализированы геологическое строение, рельеф, условия залегания поозерских ледниковых отложений. Рассмотрены границы стадий и фаз оледенения, особенности его

структуры и динамики. Границу последнего ледникового покрова эти авторы проводят по северным склонам Гродненской возвышенности, между Скиделем и Острыно, западнее Радуня, по территории Литвы, у г.п. Островец, севернее г. Вилейки и Докшиц, на оз. Шо, к юго-востоку на оз. Селява, в районе Орши и следует вдоль субширотного отрезка р. Днепр.

Таким образом, в настоящее время положение границы последнего оледенения в Беларуси комплексно обосновано. Большинство исследователей признается максимальной границей распространения поозерского оледенения южная граница области Белорусского Поозерья. Следует отметить, что еще остается актуальной проблема корреляции границы максимального распространения поозерского ледника в Беларуси с соседними странами и уточнение ее возраста.

Вознячук, Л. Н. Отложение последнего межледниковья на территории Белоруссии // Материалы по антропогену Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1961. С. 159 – 217.

Вознячук Л. Н. К стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена Белоруссии и смежных территорий // Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1973. С. 45-75.

Вознячук Л. Н. Краткий очерк истории четвертичной (антропогеновой) системы на территории Белоруссии до Великой Октябрьской социалистической революции // История геологического изучения территории Белоруссии – Минск: Наука и техника, 1976. С. 192 – 135.

Левков Э. А., Матвеев А. В., Махнач Н. А., Пасюкевич В. И., Гурский Б. Н., Илькевич Г. И., Левицкая Р. И., Линник И. А., Шахнюк В. В. Геология антропогена Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1973. 152 с.

Матвеев А. В., Карабанов А. К. Проблемы реконструкции структуры и динамики ледниковых покровов на территории Беларуси // Плейстоцен Беларуси и сопредельных территорий, 2004. С. 48–49.

Мирчинк, Г. Ф. О количестве оледенений русской равнины // Природа. Москва – Ленинград: 1928. с. 683 – 692.

Миссуна, А. Б. Материалы к изучению ледниковых отложений Белоруссии и Литовского края / А. Б. Миссуна // Материалы к познанию геологического строения Российской Империи. Москва: изд-во Моск. о-ва испытателей природы, 1903. Вып. 2. С. 1 – 72.

Москвитин, А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. Москва: Изд-во АН СССР, 1950. 240 с.

Палеогеография кайнозоя Беларуси / Под редакцией А. В. Матвеева. Минск: ИГН НАН Беларуси, 2002. 164 с.

Цапенко М. М., Махнач Н. А. Антропогеновые отложения Белоруссии. Минск, 1959. 225 с.

С. А. Лаухин

*Московский государственный строительный университет (МГСУ), Москва,
Российский государственный геологоразведочный университет (МГРИ-ПИГРУ), Москва, Россия,*

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ДРЕВНЕЙШИХ ОЛЕДЕНЕНИЙ ЧУКОТКИ

В начале 90-х годов были опубликованы первые сведения о древних, плиоцен-раннеплейстоценовых моренах, оставленных долинными ледниками на севере Чукотского полуострова, точнее в Ванкаремской низменности (Лаухин и др., 1990). Тогда это вызвало интерес, но не стало сенсацией, т.к. оледенения такого возраста выделялись и раньше на северо-востоке Азии. Да и граница плиоцен-плейстоцена проводилась тогда одними геологами на уровне 1,78 млн. лет назад (млн), а другими – на уровне 0,8 млн. В настоящее время эта граница проводится под отложениями, которые являются аналогами гелазия, на уровне 2,58 млн. Доказательства возраста тогда были, в основном, косвенные: по аналогии с положением древнейших позднекайнозойских ледниковых событий в северном полушарии. Краткое описание этих ледниковых отложений было опубликовано через 10 лет (Laukhin et al., 1999). Оледенения получили названия журавлиное и оканаанское, с возрастом, соответственно, 3,5-3,2 и 2,5-2,4 млн., практически по тем же косвенным данным. Позже была опубликована детальная зональная диатомовая шкала плиоцена и квартера северной Пацифики (Пушкар, Черепанова, 2001), а также палинологическим методом была изучена плиоценовая часть разреза оз. Эльгыттын на Чукотке (Андреев и др., 2011, Andreev et al., 2012, Melles et al. 2012). Эти диатомовые и палинологические материалы получили привязку к «абсолютному» возрасту, что дает возможность более обоснованно интерпретировать возраст журавлиного и оканаанского оледенений на севере Чукотского полуострова, чему и посвящена данная работа.

Наиболее полно представлены обе морены в скв. 28 (около 67°58'с.ш. и 171° з.д.), пробуренной близ устья р. Журавлиная в 17,5 км от лагуны Ванкарем и в 30 км к югу от берега Чукотского моря, в субмеридиональной погребенной долине. Скв. 28 были вскрыты снизу вверх 6 пачек отложений: 1) 106,0-97,8 м переслаивание песка и алевроита; выше 100 м

– галечник с ледниковой штриховкой галек и с ледо-гранниками, флювиогляциальный; 2) 97,8-90,4 м валунные суглинки синевато-серые несортированные с ледогранниками (морена), сверху тонкие прослои песка флювиогляциального; 3) 90,4-82,4 м песок хорошо отсортированный, со слоистостью типичной прибрежно-морским осадкам, на гл. 88 м согласно слоистости песка залегают обломки древесины; 4) 82,4-75,2 м супеси серые галечные несортированные переслаиваются с песком сортированным; 5) 75,2-47,6 м валунная супесь пепельно-серая несортированная с ледогранниками (морена); 6) 7,6-4,0 м переслаивание песков, суглинков и супесей. По текстурным признакам, а главное, по составу диатомей, все слои (кроме интервала 70,8-54,4 м) имеют прибрежно-морское и ледниково-морское происхождение: нижняя синевато-серая морена журавлиного (пачка 2) и серая морена океанского (пачка 5) оледенения. В интервале 105,8-54,4 м выделены 3 диатомовые зоны (Пушкар, Черепанова, 2001): *Neodenticula koizumii*-*Neodenticula kamtschatica* (105,8-90,4 м) – 3,4-2,58 млн.; *Thalassiosira convexa* (90,4-75,2 м) – 2,65-2,3(2,2) млн.; *Pxydicula zabelinae* (70,8-54,4 м) – 2,3(2,2)-1,95 млн. Выше по разрезу в осадках отмечается много переотложенных створок диатомей (Пушкар, Черепанова, 2001), и палиноморф (Laukhin et al., 1999). Таким образом, журавлиная морена соответствует зоне *Neodenticula koizumii*-*Neodenticula kamtschatica*, а океанская – зоне *Pxydicula zabelinae*. Интерпретацию возраста морен можно уточнить, основываясь на данных палинологии.

Согласно Б.В. Белой (Laukhin et al., 1999), палиноспектры пачек 1-5 соответствуют ритмике палиноспектров слоёв кутуях. Однако, для отложений ледникового ряда и прибрежно-морских осадков характерно переотложение палиноморф. Поэтому надежнее ориентироваться на данные по палиноспектрам оз. Эльгыгытгын, 67°30'с.ш. и 172°05' в.д., где переотложения палиноморф практически не было. Оба разреза находятся в северной гипоарктической части тундры (Юрцев, 1974): скв. 28 – на приморской низменности в осоково-пушицевой тундре, а оз.Эльгыгытгын – на высоте 492 м среди кустарничково-лишайниковой тундры Анадырского плато на абсолютных отметках 600-1000 м выше уровня моря.

Последовательность развития растительности и климатических событий, запечатленных в отложениях оз. Эльгыгытгын, а также положение этих событий в интервале 3,6-2,1 млн, обсуждаются в работах (Андреев и др., 2011, Andreev et al., 2012, Melles et al., 2012 и др.). По палинологическим данным незадолго до 3,5 млн в регионе господствовали леса из ели, лиственницы, сосны, тсуги, березы, ольхи и некоторых широколиственных пород. После перерыва, до 3,45 млн климат там был наиболее благоприятным за время после 3,5 млн, распространялись лиственничные и еловые леса с пихтой и сосной; присутствовала тсуга и, единично, широколиственные породы. 3,45-3,25 млн климат стал близким времени кутуях, пыльца тсуги и пихты стало меньше: 2 потепления (сравнительно много пихты и ели сопровождалось увеличением роли кустарниковой ольхи, ивы) разделены 2-я похолоданиями, когда расширялись злаково-осоковые открытые пространства. 3,25-3,19 млн стало суше и холоднее, разрастались кустарниковые березы и ольха. Сохранялись участки лиственничных лесов. В конце интервала климат ухудшился, а через 0,05 млн. исчезают ель и кустарниковые березы. 3,14-3,05 млн распространилась «палеотундростепь» близкая той, которая была характерна для перигляциальной зоны плейстоценовых оледенений, но в рефугиумах сохранялись кустарниковые ольха, ива, кедровый стланник. В целом, растительность была мозаичная. 3,05-2,82 млн распространились кустарниковые ольха, береза, ива, сосна, потом появились елово-лиственничные леса, но преобладали открытые травяные пространства, намечается переход к межледниковью, позже ель снова становится важным компонентом локальных лесов. 2,82-2,78 млн господствовали безлесные пространства с *Betula* sect. *Nanae* и травами. Климат соответствовал «распространению континентальных оледенений северного полушария около 2,9-2,7 млн» (Андреев и др., 2011, с.35). 2,78-2,7 млн резкое увеличение роли хвойных (ель, лиственница, сосна) свидетельствует о развитии межледниковых лесов; 2,7-2,65 млн произошло увеличение роли трав и болот. Потом господствовали кустарники (береза, ольха), хвойные выпадают. 2,61 млн, – граница Гаусс-Матуяма – переход от межледниковых к ледниковым условиям. 2,65-2,5 млн возникают тундростепи. 2,5-2,34 млн распространилась открытая лиственничная лесотундра и кустарниковая тундра. Около 2,26 млн климат улучшился, появилась сосна, кроме открытых лиственничных лесов, росли кедровый стланник, кустарниковая береза и ольха, затем до 2,1 млн выпадают хвойные. После 2,25 млн преобладала кустарниковая тундра. Рассмотрим наиболее вероятное время выхода журавлиного и океанского ледников из гор на Ванкаремскую низменность.

Журавлиная синевато-серая морена отлагалась в прибрежно-морских условиях 2-й половины зоны *Neodenticula koizumii*-*Neodenticula kamtschatica*,

т.е. 3,2-3,1 млн, когда климат в Ванкаремской впадине был близок современному (Пушкар, Черепанова, 2001), но более влажный, что и способствовало развитию оледенения. Между тем на Анадырском плато около 3,2 млн ещё сохранялись участки лиственничных лесов. Плиоценовые аналоги ледниковых тундростепей – растительность безлесной тундры подобная степной (Андреев и др., 2011) впервые появилась около оз. Эльгыгытгын 3,14-3,05 млн, а главным образом, в течение субхрона Казна, т.е. 3,116-3,032 млн. После 2,97 млн в тундрах у оз. Эльгыгытгын вновь появились участки лиственничных лесов. Поэтому наиболее вероятен выход журавлиного ледника на низменность в интервале 3,2-3,1 млн. Судя по обилию галек верхнемеловых эффузивов и относительно небольшой роли габброидов, а также – по отторжению миоценовых углей развитых в Улювеевской впадине, ледник шёл с юго-востока из центра, расположенного в 240-270 км от скв. 28. Это время, вероятно, частично совпадало с трансгрессией Берингия I.

Следов регрессии моря между отложениями с зонами *Neodenticula koizumii*-*Neodenticula kamtschatica* и *Thalassiosira convexa* в разрезах конца плио-цена Ванкаремской впадины не наблюдалось. Обломки древесины в песках середины пачки 3 косвенно свидетельствуют о потеплении. Однако годовая температура выше современной на 6 С, реконструированная (Пушкар, Черепанова, 2001) для северной Пацифики, здесь вряд ли реальна, т.к. в 1-й половине зоны *Thalassiosira convexa* на Анадырском плато около 2,6-2,4 млн были тундры. Вероятно, в самом конце плиоцена и начале квартала на Ванкаремской низменности в прибрежно-морских условиях происходил перемыв журавлиной морены: в пачке 3 залегают её фрагменты, а состав галек 3-й и 4-й пачек ближе к составу их в журавлиной морене, чем в пачке 5. В обеих пачках пески слоистые, хорошо отсортированные.

Океанская серая морена вышла на низменность вероятно, во время регрессии, т.к. в нижних слоях пачки 5 морских диатомей не обнаружено. Основная часть морены отлагалась в прибрежно-морских условиях зоны *Pxydicula zabelinae*. Судя по большой мощности морены (около 30 м) и залеганию в середине её двух прослоев алевроита и песка тонкослоистого, отсортированного, видимо, флювиогляциального, ледник вышел на низменность до начала трансгрессии, т.е. до 2,2 млн. Но насколько раньше? Следы тундростепи в разрезе оз.Эльгыгытгын датированы 2,65-2,5млн., а 2,5-2,3 млн там уже распространилась лиственничная лесотундра, а в слоях 2,26 млн отмечена пыльца сосны (Андреев и др., 2011). Похолодание 2,6-2,5 млн сопоставимо по масштабам и интенсивности с оледенениями позднего плейстоцена; на рубеже 2,6-2,5 млн на Аляске было 1-е долинное оледенение (Пушкар, Черепанова, 2001). Видимо океанское оледенение достигло низменности где-то около 2,25-2,20 млн, а в горах началось несколько раньше, но всё-таки заметно позже (на 0,2-0,3 млн), чем на Аляске произошло 1-е долинное оледенение. Центр океанского ледника, судя по увеличению роли гранитоидов, габброидов и другим особенностям петрографического состава галек и валунов, располагался в 120-150 км к юг от скв. 28.

Приведенные выше цифры вряд ли можно принять как окончательные даты двух древнейших оледенений, вышедших из гор на приморскую низменность Чукотского полуострова. Скорее, это только вероятные интервалы. Точность же дат во многом зависит от точности датирования диатомовых зон северо-запада Пацифики и событий в изменениях растительности на Анадырском плато в районе оз. Эльгыгьгтын.

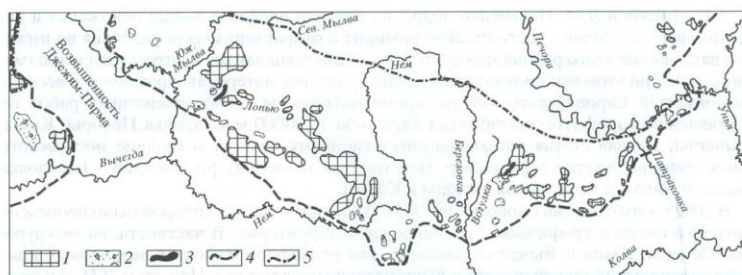
Работа поддержана грантом № 9 интеграционного проекта СО РАН-ДВО РАН и грантами РФФИ № 13-05-00854, № 14-05-00956

Андреев А.А., Меллес М., Венерик Ф. и др. Климат в позднем плиоцене/раннем плейстоцене на северо-востоке Сибирской Арктики по данным пыльцевых исследований отложений озера Эльгыгьгтын // Квартер во всём его многообразии. Апатиты-СПб, 2011. Т. I. С. 33-36.
Лаухин С.А., Белая Б.В., Величко С.В. Древнейшее (плиоцен-раннелайстоценовое) оледенение Северо-Востока Азии // Четвертичный период. Методы исследования, стратиграфия и экология. 1990. Т. 2. С. 121-122.
Пушкар В.С., Черепанова М.В. Диатомеи плиоцена и антропогена Северной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 2001. 228 с.
Юрцев Б.А. Проблемы ботанической географии Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1974.
Andreev A.A., Wennerich V., Tarasov P.E. et al. Late Pliocene/Early Pleistocene environments of North-Eastern Siberia inferred from lake El'gygytyn pollen record // Geomorphology and Palaeogeography of Polar regions. Saint-Petersburg: SPbSU, 2012. P.241-243.
Laukhin S.A., Klimanov V.A., Belaya B.V. Late Pliocene and Pleistocene climates in Northern Chukotka // Antropozoic. 1999. Vol. 23. P. 17-24.
Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P.S. et al. 2.8 Million Years of Arctic Climate Change from Lake El'gygytyn, NE Russia // Science. 2012. Vol. 337. P. 315-320.

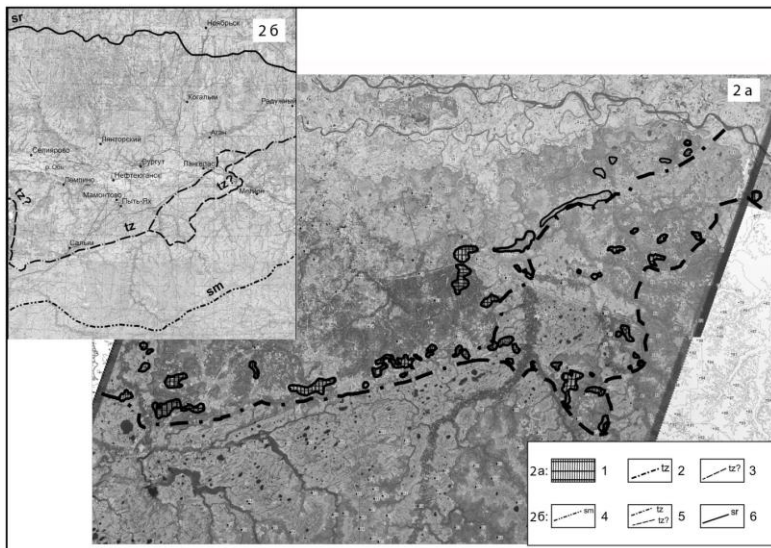
Н. Б. Левина

ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия

К ВОПРОСУ О ПОЗДНЕМ СРЕДНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОМ (МОСКОВСКОМ, ТАЗОВСКОМ) ОЛЕДЕНЕНИИ



Крайние ледниковые образования московского оледенения на междуречье Печоры, Камы и Вычегды
1 – краевые морены скандинавского и новоземельско-уральского центров с предполагаемой зоной стыка в районе верховья р. Нем – руч. Медвежий; 2 – камы; 3 – озы; границы: 4 – предполагаемая московского оледенения (по Н.Б. Левиной), 5 – второго среднелайстоценового (московского, вычегодского) оледенения (по А.С. Лаврову)



До настоящего времени остается дискуссионной проблема выделения на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири позднего среднелайстоценового оледенения, границ его распространения, и обоснования возраста. Решение этой проблемы тесно связано с межрегиональной корреляцией, выделением эталонных разрезов среднелайстоценовых ледниковых и межледниковых горизонтов и анализом наиболее известных стратиграфических схем среднего неоплейстоцена. В частности, автору данных тезисов наиболее близки следующие исследования: Центра (Судакова, 2007; Рычагов, 2012), и Северо-Востока Русской (Восточно-Европейской) равнины (Андреичева, 2002; Слуцкий, 1986), Западной Сибири (Четвертичные оледенения..., 1981; Четвертичные оледенения..., 1987 и др.).

Ниже приводится позиция автора с попыткой корреляции выводов ряда исследователей и своих прошлых публикаций по отдельным районам. (Левина, 2007, 2013).

2а, б. – Распространение холмистого и холмисто-грядового рельефа в бассейнах Бол. Югана и Бол. Сальма (2а): 1 – конечно-моренные гряды, камы, озы тазовского оледенения; 2,3 – фрагмент предполагаемой границы тазовского оледенения уральского (2) и сибирского (3) центров.

Предполагаемые границы оледенений в бассейне Оби (2б): 4 – самаровского; 5 – тазовского; 6 – сарганского.

Что касается Европейских Центра и Северо-Востока, автор солидарен с выводами Н.Г. Судаковой, Г.И. Рычагова и Л.Н. Андреичевой, которые считают обоснованным выделение самостоятельных днепровского (печорского) и двустадийного московского (вычегодского) ледниковых горизонтов, разделенных межледниковым

горизонтом. По результатам многолетних исследований ФГУНПП «Аэрогеология», ледниковые и водно-ледниковые отложения московского горизонта являются рельефообразующими на междуречье Печоры, Камы и Вычегды в их верховьях (Ивченко, 2001; Лавров, 2005; Левина, 2007). Именно в этом районе Северо-Востока Русской равнины

Н.Б. Левиной определено положение границы московского оледенения, которая находится южнее, чем по представлениям А.С. Лаврова (рис.1) и др. Полоса краевых морен протягивается в широтном направлении от верховий Печоры через долину Березовки (приток Камы) до северной оконечности Джем-Пармы (Южный Тиман). Конечно-моренный пояс располагается на абсолютных высотах 175-250м в пределах 61 - 62° северной широты (Левина, 2007).

В районах Севера и Центральной части Западной Сибири многочисленные исследования ФГУНПП «Аэрогеология» эколого-геологического характера связаны с уточнением четвертичной геологии и геоморфологии в целях дифференциации ландшафтов. В частности, такие работы проводились в районах Обь-Иртышского междуречья (Тобольский материк) на левобережье Оби. При этом проанализированы топографические карты масштаба 1:200 000 и космические снимки Landsat для уточнения геолого-геоморфологических особенностей территории распространения среднелайстоценовых ледниковых покровов (Левина, 2013). На них прослеживается ледниковый рельеф – серия гряд и холмов с относительными высотами 5-

15м, к которым с юга, с дистальной стороны примыкает заболоченная, заозеренная равнина, сформировавшаяся в приледниковом бассейне (рис. 2а). Изучались большое количество публикаций, в том числе материалы по опорным разрезам Белогорского материка (правый берег Оби), низовьев Иртыша и Сибирским Увалам (Дистанционные исследования..., 1987; Четвертичные отложения..., 1981; Четвертичные оледенения..., 1987; Волков, 1997, 2009 и др.). В результате выяснилось (конечно, не впервые), что количество проблем, касающихся позднего (второго) среднеледникового оледенения Западной Сибири, увеличивается еще и в связи с многовариантностью стратиграфических схем и несогласованностью по ряду позиций с унифицированными схемами, в том числе с изотопно-кислородной шкалой - как для Русской равнины, так и для Западной Сибири. В бассейне широтного отрезка р. Обь проблемны положения границ самаровского (днепровского), тазовского (московского) и сартанского (поздневалдайского) оледенений. Не так уж много геологов (к сожалению) придерживаются взглядов И.А. Волкова (Волков, 1997) о границе сартанского оледенения по Сибирским Увалам, выводы которого подтверждаются комплексом исследований ФГУНПП «Аэрогеология». С большей вероятностью практически нет в публикациях возражений к положению границы распространения самаровского ледника (Волков, 2009). На рис. 26 показаны эти границы. На рисунках 2а, б дана и предполагаемая Н.Б.Левиной граница тазовского оледенения по расположению вышеупомянутого на левобережье Оби (в бассейнах Бол. Салыма, Бол. и Мал. Югана) холмисто-грядового рельефа. Попытка найти следы тазовского конечноморенного рельефа южнее сартанского и севернее самаровского (59° с.ш.) объяснялась тем, что восточнее устья Иртыша и (под вопросом) пос. Семейка на Иртыше граница распространения тазовской (халапантской) морены предполагалась на восток от Обской лопасти по Сибирским Увалам. Прослеживание ледникового рельефа на левобережье Оби в бассейне Бол. Югана (Среднеобская впадина) затруднено, так как эта территория с низкими абсолютными высотами (55-87м) была залита озерными водами во время максимума позднеледниковой трансгрессии Мансийского озера. Интересно отметить, что положение предполагаемой границы распространения тазовского ледника на левобережье Оби приурочено к тем же примерно широтам (в основном 61° с. ш.), что и на Европейском Северо-Востоке Русской равнины.

Надеюсь, что в данной публикации, несмотря на повторения из прошлых материалов, мне удастся привлечь особое внимание к решению проблем позднего среднеледникового оледенения.

Андреичева Л.Н. Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: Изд-во Уро РАН. 2002. 320с.

Волков И.А. Некоторые особенности самаровского оледенения Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера. М-лы VI Всеросс. совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2009. С. 114-116.

Волков И.А. Пределы распространения сартанского ледника в Западной Сибири. Геология и геофизика. 1997. №6. С. 1049-1054.

Дистанционные исследования ландшафтов. Новосибирск: Наука. 1987. С. 64-90.

Ивченко А.К., Слущкий А.И., Левина Н.Б. и др. Аэрофотогеологическая карта междуречья Вычегды и Камы м-ба 1: 200 000. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ. 2001. 130 с.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: ФГУНПП «Аэрогеология». 2005. 222 с.

Левина Н.Б., Ивченко А.К., Ивченко Н.К. Древнеледниковый рельеф на междуречье Печоры, Камы и Вычегды (в порядке дискуссии). Геоморфология. 2007. №1. С. 70-75.

Левина Н.Б., Тюрин В.Н., Костюк Д.Н. Геолого-геоморфологическая основа ландшафтов области среднечетвертичных ледниковых покровов в бассейне Бол. Югана и Бол. Салыма (Обь-Иртышское междуречье) // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Ростов-на-Дону. Изд-во ЮНЦ РАН. 2013. С. 365-367.

Рычагов Г.И., Судакова Н.Г., Антонов С.И. О ледниковой стратиграфии и палеогеографии Центра Восточно-Европейской равнины. Вестник Моск. Ун-та. Сер. 5. География. 2012. №1. С. 36-44.

Слущкий А.И., Левина Н.Б., Сорокина И.А. Аэрофотогеологическая карта м-ба 1: 200 000. Листы Р-40-ХV, ХVI, ХIХ- ХХII. Объяснительная записка. М.: ПГО «Аэрогеология». 1986.

Судакова Н.Г., Рычагов Г.И., Антонов С.И. Актуальные проблемы стратиграфии и палеогеографии среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. // М-лы Всеросс. Научн. Совец. М.: ГЕОС. 2007. С. 86-90.

Четвертичные оледенения на территории СССР. К XII конгрессу ИНКВА. М.: Наука. 1987. С.14-63.

Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария. Новосибирск: Наука. Сиб. Отд. 1981. 15С. 47-48.

В. В. Манюк

Днепропетровский национальный университет им. Олеся Гончара, Днепропетровск

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРОШЛОЕ ГОРЫ ПИВИХИ

Одним из наиболее ярких, значительных, эстетически привлекательных объектов природного наследия Полтавской области является гора Пивиха на Днестре. В справочнике-путеводителе «Геологические памятники Украины» она описана, как геологический памятник природы Украины с площадью 0,5 га [Коротенко, 1985], а с 1994 г. это ландшафтный заказник местного значения, расположенный в Глобинском и Кременчугском районах, в прибрежной зоне Кременчугского водохранилища. Заказник создан решением Полтавского областного совета на площади 165,2 га. Гора представляет собою возвышенность, ограничивающую долину Днестра с востока, вытянутую с севера на юг от г. Градижска до с. Максимовки на 3,5 – 4 км, при ширине до 0,6 км и с максимальной абсолютной отметкой 168,8м. В многочисленных литературных упоминаниях известна не только как гора Пивиха, но и под названием «Градижские гляциодислокации», свидетельствующем о ее ледниковом происхождении. Между тем, далеко не всеми исследователями геологического прошлого уникального геологического памятника безоговорочно признавалось участие покровного ледника в ее образовании. Продолжающаяся дискуссия по поводу происхождения отчетливо проявленных дислокаций пород, слагающих Пивиху, а также значительный интерес к ней, как к туристически привлекательному объекту, требует детального рассмотрения не только геологической составляющей памятника природы (геосайта), но и других ее аспектов.

Название она получила по поселению Пива, которое принадлежало русским боярам Пивам. В 1489 г. Король Польши Казимир IV подарил земли с расположенной на них горой Киевскому Пустыньско-Николаевскому монастырю, монахи которого основали тут Пивгородский Николаевский монастырь. Монастырь на Пивихе стал религиозно-политическим центром украинского народа в освободительном движении за независимость. Крутые склоны гор, изрезанные оврагами, были хорошим убежищем для повстанцев гетьмана П. Павлюка, а со временем казаков Б. Хмельницкого [http://uk.wikipedia.org].

Попытка первого, более менее детального описания Пивихи, принадлежит А.В. Гурову, который указывал, что «разрез, представляемый берегом долины, не был еще никем подробно описан» [Гуров, 1884]. Он же сообщает о том, что Борисьяк Н.Д., посещавший гору еще 1848 г. «вообще считал, что здесь развиты рухляковые глины, содержащие раковины ныне живущих пресноводных моллюсков [Гуров, 1884]. Между тем А.В. Гуров, описывая разрез горы, не обнаруживает, либо не указывает малейших признаков гляциодислокаций и вообще какой-либо связи породных ассоциаций с деятельностью ледника. На основании детально изученных литологических особенностей мергеля, выходящего на поверхность в береговых уступах Пивихи, ископаемых остатков микро- и макрофауны, А.В. Гуров сопоставляет их с подобными мергелями из других местонахождений Украины, описанных Н.П. Барботом де Марни, Р.А. Пренделем, Г.П.

Гельмерсен. Это убеждает его отказаться от первоначальной идеи признания «максимовского мергеля» меловым и сделать правильный вывод о его эоценовом возрасте. Исследователя не смутило чрезвычайно высокое гипсометрическое положение палеогеновых пород, кровля которых находится в нормальном залегании ниже эрозионного вреза р. Днепра, т. е. на отметке +25,0 м, а не на +125 м, как это наблюдается на Пивихе. Отсюда он делает неожиданный вывод о том, что «открытие максимовского мергеля опровергает существовавшее прежде предположение о значительном погружении третичных осадков на левом берегу Днепра в Полтавской области.» [Гуров, 1884]. Соответственно, о каком поднятии или опускании можно говорить, если гипсометрическое положение стратонав палеогена четко зафиксировано данными бурения.

Первым, кто веско обосновал ледниковое происхождение горы Пивихи был Д.Н. Соболев [Соболев, 1931]. Один из его последователей, М.И. Дмитриев, писал о нем: «Он, основываясь на одних только исследованиях В.В. Резниченко в Каневском регионе, высказал мнение, что Каневские дислокации, дислокации Мошногогорья и горы Пивихи не эндогенного происхождения, а возникли как результат наступления ледника, то есть по сути представляют собою гляциодислокации.» [Дмитриев, 1931]. Эти выводы Д.Н. Соболев потом подтвердил и убедительно обосновал на основании собственных исследований, а также их подтвердил и Б.Л. Личков, детально изучивший район горы Пивихи [Личков, 1926].

Вместе с тем, признавая гляциодислокации исследуемой местности, Б.Л. Личков оставляет место сомнениям и пишет: «Возможно, таким образом, что вся поверхность мергеля в данном районе является волнистой вследствие тектонических причин.» [Личков, 1926].

В последующих рассуждениях он называет Пивиху антиклиналью исходя из высокого положения спондиловых мергелей, не свойственного этому району. В одной из наиболее полных сводок по горе Пивихе «К геологии горы Пивихи на Днепре» Б.Л. Личков, анализируя источники, в которых упоминается Пивиха, приходит к заключению, что горе не повезло в деле ее геологического изучения. В основном, за редким исключением, авторы касались Пивихи совершенно мимоходом [Личков, 1926].

Именно это стало одним из основных поводов пристального внимания Б.Л. Личкова к геологии г. Пивихи, попытке разобраться с ее происхождением. Он считает ее одним из немногих уцелевших от размыва участков древнего левого берега р. Днепра, с многочисленными обнажениями в оврагах, прорезающих береговой склон. К этим оврагам, как и сейчас, были приурочены дороги, ведущие от реки к коренному берегу, отчего население называло их «взвозами». Наиболее крупные из них: Матиевский, Подгорянский, Терешковский, Лобаковский и Килин. (в последовательности от Недогарок до Максимовки).

Кроме признания роли ледника в формировании наблюдаемого строения Пивихи Б.Л. Личков, вслед за В.И. Вернадским, указывает на незначительное развитие в центральной части горы, между коренным берегом и низиной Днепра, мощных обвалов, осыпей, оплывин, эолового развевания, которые в совокупности создают хаотичную картину чередования в разрезе киевских мергелей, песчано-глинисто-алевритовых образований харьковской серии, валунных суглинков с линзами флювиогляциальных гравийно-песчано-глинистых прослоев. Именно этими явлениями В.И. Вернадский объясняет гибель Пивогарского монастыря, сгоревшего в 1774 г., а потом частично восстановленного [Гуров, 1884]. Весьма любопытны фактические данные, излагаемые Б.Л. Личковым при описании обнажений и буровых скважин Песковатого «взвоза» или Песчаного яра, где он сообщает не только о своих наблюдениях, но и приводит данные В.И. Вернадского, А.К. Алексеева и В.И. Крокоса, Р.Н. Палея и др. Эти данные однозначно указывают на наличие двух ярусов мергелей, разделенных белыми аллювиальными песками мощностью до 9,0 м.

Из описания Б.Л. Личкова и других упомянутых авторов очевидно, что прежде в районе горы Пивихи существовал отдельно возвышающийся холм, который называли Опрокинутый верх. До нашего времени холм не сохранился, но приведенный рисунок четко свидетельствует о смятии пород, слагающих его, в складку. В ядре этой складки темно-зеленые глауконитовые пески палеогена, затем кварцевые белые пески четвертичного возраста, на крыльях зеленовато-серые тонкослоистые пески (вероятно, флювиогляциальные), а мергели есть только висячем крыле (северо-западном). Сверху все перекрыто четвертичными почвенно-лессовыми образованиями с мореной, установленной достоверно только со стороны лежащего крыла.

В овраге Городском, расположенном в северной части Градижских гляциодислокаций Б.Л. Личков зафиксировал интересную сложную складчатость темно-серых песков в толще светло-серых. Подобная складчатость, которую скорее следует считать экзотической, нежели свойственной этим отложениям, наблюдалась мною в одном из обнажений горы Калитвы в долине р. Орели и объясненной своим происхождением гляцио-тектоническим процессам. И в первом и во втором случаях пески перекрыты валунными суглинками конечной морены, а деформации являются следами активной динамической фазы днепровского оледенения.

Особого внимания заслуживает еще один любопытный вывод, сделанный Б.Л. Личковым на основании изучения многих обнажений горы Пивихи. Он констатирует, что ни в одном обнажении не видно, чтобы нижний мергель принимал участие в складчатости перекрывающих его пород. Иначе говоря, это значит, что дислокация верхних пород разреза Пивихи происходила уже позже образования основной ее «антиклинали». Б.Л. Личков обращает также внимание на то, что именно на площади, занятой горой Пивихой отложена наиболее мощная морена в виде валунных суглинков мощностью до 20,0 м, и именно здесь найдены наиболее крупные эрратические валуны диаметром до 2,3 м.

В целом верно трактуя гляциотектоническое происхождение горы Пивихи, Б.Л. Личков остается верен себе в признании наличия антиклинального рельефа из мергелей киевского яруса, которую уже потом ледник срезал, перемещал, дислоцировал.

Небольшие по размеру складки, связанные с пластическими течениями и деформациями слабо литифицированных осадков, действительно известны в осадочных толщах палеогена и неогена Украины. Однако поверхность в постседиментационной истории развития ее остается неизменной, а претерпевает длительную планацию и постепенный переход в пенеплен. Отсюда, практически невозможно представить участок постпалеогенового и более позднего рельефа с возвышающейся над ним антиклинальной складкой.

Градижские гляциодислокации, результатом которых является куполовидное поднятие в виде г. Пивихи с многочисленными проявлениями чешуйчатой морены, гляциоотторженцами, вместе с Табурищенской ложбиной ледникового выпахивания составляет Градижско-Табурищенский комплекс краевых ледниковых образований. Уникальность этого комплекса, его научно-познавательная ценность, позволяют рассматривать его как важный перспективный объект для развития геотуризма в Украине.

Геологические памятники Украины. Справочник-путеводитель. Коротенко Н.Е., Щирица А.С., Каневская А.Я. и др. – Киев: Наук. Думка, 1985, 1987.-155с.
Гуров А.В. Геологическое описание Полтавской губернии. //Отчет Полтавскому губ. Земству. – Харьков, 1888. – 1016 с.
Дмитриев М.И. Формы поверхности Украины, витворені безпосередньо льодовиком //36. Пам'яті акад. П.А. Тутковського – Т.1, - 1931. – С.51 – 75.
Личков Б.Л. К геологии горы Пивихи на Днепре. //Вісник геол. комітету. – вип.9, 1926. – 33с.
Соболев Д.М. Про гляциодислокацію //36. пам'яті акад. П.А. Тутковського – Т.1, - 1931. – С.333 – 350.
<http://uk.wikipedia.org/wiki/Pivih>

НОВАЯ НАХОДКА ОСТАТКОВ *MAMMUTHUS PRIMIGENIUS* BLUMENBACH ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ЧЕТВЕРНЯ (ЖЛОБИНСКИЙ РАЙОН)

В 2010 году в Жлобинском районе в карьере по добыче формовочных песков «Четверня» работниками Жлобинского краеведческого музея было обнаружено местонахождение ископаемых млекопитающих. В геоморфологическом отношении месторождение формовочных песков «Четверня» приурочено к долине реки Днепр и расположено на первой надпойменной террасе. В результате бурения с целью оценки промышленных запасов формовочных песков была изучена геологическая ситуация в пределах участка долины Днепра, где разрабатывается карьер «Четверня». Вблизи карьера на берегу озера Осушное была заложена скважина, которая вскрыла следующие геологические слои (Мотузко, Балашов, 2012). На глубине 30 метров от поверхности террасы залегают палеогеновые пески и супеси киевской свиты. Выше по разрезу прерывисто залегают неогеновые отложения мощностью от 6 до 14 метров. Четвертичные отложения с разрывом перекрывают отложения неогена. Общая мощность четвертичных отложений равна от 16 до 30 и более метров. Они представлены моренными отложениями днепровской стадии припятского оледенения, флювиальными отложениями сожского времени, аллювиальными русловыми и пойменными песками муравинского и раннепоозерского времени, косослоистыми аллювиальными песками средне и позднепоозерского времени, голоценовыми и современными пойменными и оловыми отложениями.

При разработке карьера были обнаружены костные остатки ископаемых млекопитающих времени сожской стадии припятского оледенения. В составе фауны определены следующие виды: *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа – 12 определимых остатков; *Bison priscus* Bojanus – 9; *Coelodonta antiquitatis* Blum. – 5; *Equus caballus* Linnaeus – 1; *Megaloceros giganteus* Blumenbach – 2; *Cervus elaphus* L. – 2; *Rangifer tarandus* Linnaeus – 5. В 2013 году коллекция остатков пополнилась новыми сборами, среди которых значительный интерес представляет пяточная кость *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа (рис. 1). Левая пяточная кость хорошей сохранности, минерализована. Костная ткань прокрашена в коричневый цвет на большую глубину. Следы окатанности отсутствуют. Кость короткая, массивная. Пяточный бугор (tuber calcanei) хорошо развит, шов полностью сросся. Поверхность бугра неровная, шероховатая, с большим количеством отверстий (foramen nutritium) для кровеносных сосудов и нервных окончаний. Переход к пяточному отростку (tuberositas calcanei) узкий (рис. 1Б).

Сочленовные фасетки для прикрепления таранной кости повторяют формы соответствующих фасеток таранной кости (рис. 1А). Каракоидная фасетка (facies articularis coracoideus) заметно больше по площади, чем сустентакулярная (facies articularis sustentaculum). Поверхность каракоидной фасетки слегка вогнутая, а сустентакулярной – слегка выпуклая. Граница между сустентакулярной фасеткой с ладьевидной фасеткой (facies articularis naviculare) нерезкая. Пяточный желобок (sulcus calcanei) (рис. 1А) в нижней части широкий, вверх сужается. Дно его шероховатое, с большим количеством отверстий (foramen nutritium) для кровеносных сосудов и нервных окончаний. Фасетка для большой берцовой кости (facies articularis fibularis) широкая, вытянутая в длину. Кубоидная фасетка (facies articularis cuboidea) имеет форму овала с более узким медиальным концом.

Размеры (мм) пяточной кости ископаемых слонов

Промеры	<i>Mammuthus primigenius</i> , ранняя форма Четверня	<i>Mammuthus primigenius</i> , поздняя форма р. Юрибей (пр./лев.)	<i>Mammuthus trogontherii</i> , Чембакчино (пр./лев.)
1. Наибольшая длина	225	159 / 156	219 / 213
2. Длина тела (от верхнего края каракоидной фасетки до кубоидной фасетки)	127	91 / 90	141 / 145
3. Длина пяточного отростка (от верхнего края каракоидной фасетки)	84	85 / 83	78 / 89
4. Наибольшая ширина кости	165	117 / 117	171 / 176
5. Поперечник кости	135	108 / 105	125 / 128
6. Ширина бугра	87	66 / 65	106 / 109
7. Наибольший поперечник бугра	117	83 / 79	134 / 129
8. Длина каракоидной фасетки	112	81 / 82	120 / 122
9. Ширина каракоидной фасетки	65	44 / 44	75 / 74
10. Длина сустентакулярной фасетки	95	74 / 74	92 / 101
11. Ширина сустентакулярной фасетки	66	43 / 45	69 / 72
12. Длина фасетки для os tibia	107	70 / 72	90 / 94
13. Ширина фасетки для os tibia	52	30 / 30	40 / 44
14. Длина кубоидной фасетки	94	68 / 65	95 / 96
15. Ширина кубоидной фасетки	52	40 / 39	53 / 55
16. Длина фасетки для os naviculare	50	-	55 / 58
17. Ширина фасетки для os naviculare	31	-	16 / 17
18. Наименьшая ширина тела кости	87	-	77 / 77
19. Наименьший поперечник тела кости	118	-	103 / 97
20. Длина sulcus calcanei	101	-	-
21. Наибольшая ширина sulcus calcanei	79	-	-

данные из монографии «Трогонтериевый слон Нижнего Иртыша», Екатеринбург, 2004.



Пяточная кость *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа из местонахождения Четверня
А – вид с вентральной стороны; Б – вид с дорсальной стороны

Морфологические особенности строения пяточной кости мамонта из местонахождения Четверня имеют отличия по сравнению с морфологией этой кости у мамонтов верхнего плейстоцена времени поозерского (валдайского) оледенения. У поздних мамонтов длина каракоидной и сустентакулярной фасетки близки между собой. Соотношение длины сустентакулярной фасетки к длине каракоидной фасетки составляет около 90%, в то время как этот показатель у мамонта из Четверня равен 85%. У более древних степных слонов *Mammuthus trogontherii* Pohl он равен 80%. Эти различия в морфологии пяточной кости связаны с изменениями морфологии всей стопы в линии мамонтов., что, вероятно, было обусловлено адаптацией конечностей хоботных к определенному субстрату и сменой пищевого рациона. Древние степные слоны питались древесной растительностью. С развитием оледенений в Евразии появились большие площади открытых пространств, что привело к смене питания у мамонтов, которые перешли на кустарниково-травянистую пищу. В результате у представителей линии мамонтов произошли изменения пропорций тела – укорачивание конечностей, и как следствие, возникновение симметричности фасеток таранной кости на пяточной (Гарутт, 1951). Размеры пяточной кости приведены в таблице 1.

Пяточная кость принадлежала взрослому животному, у которого, как отмечалось выше, полностью срослись швы на пяточном бугре. Абсолютные размеры длины и наибольшей ширины кости превышают таковые у юрибейского мамонта и близки к размерам пяточной кости трогонтериевого слона из Чембакчино (таблица). При этом соотношение длины к ширине составляет 70%, в то время как у юрибейского мамонта этот показатель равен 75%, а у трогонтериевого слона – 80%. Длина тела кости, размеры всех фасеток заметно превышают таковые показатели на пяточной кости у юрибейского мамонта и близки к аналогичным размерам пяточной кости трогонтериевого слона из Чембакчино. Пяточный бугор, к которому крепятся многие мышцы стопы, имеет крупные размеры, которые превышают абсолютные размеры бугра у юрибейского мамонта и незначительно уступают размерам пяточного бугра слона из Нижнего Иртыша (Чембакчино). Однако пяточный бугор при этом менее массивен. Соотношение длины бугра к его поперечнику составляет около 75%, в то же время и у юрибейского мамонта и у трогонтериевого слона этот показатель равен соответственно 82 и 85%.

Размеры пяточной кости свидетельствуют о том, что животное было крупное. Его размеры были близки к размерам трогонтериевого слона. Однако соотношение размеров каракоидной и сустентакулярной фасеток указывает на то, что пяточная кость принадлежит мамонту *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа. Мамонты раннего типа были более крупные, чем их родственники в период поозерского оледенения, и обитали на территории Беларуси во время деградации сожского ледника в конце среднего плейстоцена. Исходя из экологии ископаемых животных, которые сопутствовали ранним мамонтам, следует, что сожский ледник отступил на север территории Беларуси, а на территории Жлобинского Приднпровья господствовали холодные типы ландшафтов – тундростепи, тундролесостепи, лесостепи. Обитателями тундровых ландшафтов были северные олени. Тундролесостепные ландшафты населяли мамонты, шерстистые носороги, и северные олени. В холодных лесостепях жили бизоны, гигантские олени, а также в меньшем количестве и мамонты и шерстистые носороги.

Гарутт В.Е. Изменение строения кисти хоботных (Proboscidea) в связи с условиями их обитания // Доклады АН СССР, Т. 71, 1951, № 3. С. 513-515.
Мотузко А.Н. Ископаемая фауна млекопитающих из отложений припятского горизонта на территории Беларуси // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: материалы VII Университетских геологических чтений, 4-6 апреля 2013 г., Минск, Беларусь. Минск: Издательский центр БГУ, 2013. С. 94-96.

Мотузко А.Н., Балашов К.Ю. Геологическое строение местонахождения ископаемых млекопитающих «Четвертя» в Жлобинском районе // Инновации в геологии и освоении недр: материалы VI Университетских геологических чтений, Минск 6-7 апреля 2012 г. Минск: БГУ, 2012. С. 26-28.
Трогонтериевый слон Нижнего Иртыша. Екатеринбург: Изд-во «Волот», 2004. 260 с.

Л. И. Мурашко, Ю. В. Кухарчик

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЛЕДНИКОВОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Четвертичная система Беларуси является классическим примером широкого пространственного распространения, возрастного и генетического разнообразия пород ледникового комплекса. Для них характерна частая смена фациальных разностей, как по площади, так и по разрезу, что позволяет устанавливать закономерности и реконструировать палеогеографические условия седиментации даже на незначительных по площади территориях. В результате многолетних литологических исследований на учебном полигоне географической станции БГУ «Западная Березина», были установлены генетические типы, литологические классы и особенности петрографического состава обломочных фракций ледниковых пород, выходящих на земную поверхность, вскрытых скважинами, шурфами и карьерами (Мурашко, 2013, 2014). Это позволило реконструировать некоторые палеогеографические особенности времени деградации сожского ледникового покрова в районе наблюдений. Исследования проводились в карьерах Криница, Филиппинята, Долевичи и окрестностях деревень Кутенята, Калдыки, Кражино (Воложинский район Минской области).

Ледниковый комплекс представлен тремя типами морен сожского горизонта. *Основная морена ($q\Pi s\check{z}$)* слагает подошву конечно-моренных холмов, пологоволнистую равнину, занятую пашней, огородами и др. По данным трех буровых скважин основная морена имеет сплошное пластовое залегание, максимальную мощность 18,0 м (скв. 07 на правом берегу р. Березина в 0,4 км севернее д. Замостяны). Для нее характерен супесчаный состав и значительное (до 70-80 %) участие гравийно-галечной фракции. *Абляционная морена ($q_{abl}\Pi s\check{z}$)*, скорее всего, вторична. Она не образует сплошных покровов – на моренной равнине выполняет участки склонов, обращенные к долине реки, а также разрозненные линзы на ее поверхности. Представлена абляционная морена песчано-гравийно-галечной смесью, по составу и степени окатанности обломков близкой к донной морене, отличаясь от последней лишь значительно меньшим участием тонкодисперсных частиц. *Конечно-моренные* отложения сожского возраста ($q_i\Pi s\check{z}$) выполняют холмы юго-восточных отрогов Ошмянской и северо-западных – Воложинского блока Минской возвышенностей. Доминируют конические морены напора и выдавливания (Учебные..., 2007). В стенках карьеров обнажаются разнообразные по генезису и возрасту породы. Например, в ядре гляциодиапировой складки в карьере Криница можно наблюдать редкие для района плотные суглинистые разности донной морены. Часто отмечаются дислоцированные наступающим сожским ледником озерно-ледниковые ($lq_i\Pi s\check{z}$) и флювиогляциальные ($f_i\Pi s\check{z}$) отложения. Дислоцированные озерно-ледниковые образования вскрыты карьером близ д. Филиппинята, в котором представлены сезонно-ритмичным чередованием тонкозернистого песка и алеврита. По количеству варв определена длительность существования приледникового озера (не менее 240 лет). Тонкое переслаивание песков и алевритов (0,5–1,0 см, в среднем 0,6 см) изредка нарушается относительно мощными (до 50–70 см) прослоями песчано-гравийно-галечной смеси. Они свидетельствуют о периодических кратковременных потеплениях климата, приводивших к усилению динамики задровых потоков, питающих водоем. Дополнительное питание озеро получало из подземных источников, карбонатный состав и расположение которых установлены по скоплению алевритовых на известковом цементе окатышей в южной стенке карьера. Наступление ледника на озерные отложения не было фронтальным – простирающиеся дислоцированных слоев указывает на радиальное сжатие озерных осадков со всех кроме южной сторон.

Водно-ледниковый комплекс сожского горизонта широко распространен на поверхности и образует самостоятельные формы рельефа. *Флювиогляциальные* отложения времени отступления сожского ледника ($f_i\Pi s\check{z}$) заполняют долину прорыва ледниковых вод, ширина которой в пределах учебного полигона колеблется от 500 до 800 м. Они выходят на дневную поверхность в лесном массиве западнее Геостанции и фрагментами на левом коренном берегу Березины (луг и западная часть д. Калдыки). Представлены песком желтовато-серым, полевошпатово-кварцевым, разнотернистым, преимущественно крупнозернистым, с гравием и галькой (15-20 %), мощностью от 13,8 м (в скв. 8, пробуренной в лесу в 300 м западнее геостанции) до 18,0 м (скв. 07, д. Замостяны). Текстура флювиогляциальных пород массивная –

свидетельство длительного постоянства динамики седиментационных потоков. Камовые отложения ($f_{km} II sz$) слагают гору Любви. Ее разрезы демонстрируют классический камовый облик: горизонтальную, выдержанную по мощности (40–60 см) слоистость, косую слойчатость, чередование хорошо сортированных в каждом слое пород разного гранулометрического состава (от крупных галечников до среднезернистых песков) и моренную покрывку на поверхности. На склонах холма встречаются редкие валуны, скатившиеся в ледниковое озеро на стадии седиментации. Гора Любви имеет две вершины высотой до 14 м и общее основание гантелевидной формы, свидетельствующей о существовании двух озерных котловин на поверхности деградирующего сожского ледника. Периодические потепления приводили к увеличению объемов поступающих в камовые озера талых ледниковых вод, расширению их акваторий и объединению водоемов в один более крупный по площади.

Геологический возраст ледниковых и водно-ледниковых пород определен размещением Геостанции в области распространения сожского ледникового горизонта и положением в разрезе относительно александровского межледникового горизонта. Последний вскрыт скв. 8 на глубине 93,0–108,8 м. Принадлежность всех описанных пород одному горизонту подтверждается единой петрогенетической ассоциацией гравийной фракции 5–10 мм (таблица).

Петрографический состав гравийной фракции 5–10 мм в породах сожского ледникового комплекса

Породы	Генетический тип	Моренные $q II sz$	Камовые $f_{km} II sz$	Потоково-ледниковые $f II sz$	Озерно-ледниковые $lq II sz$
		49,5	31,8	39,1	39,7
Лейкократовые:		25,1	22,6	30,7	28,7
Гранит розовый (g_1)		10,0	13,0	17,0	12,0
Гранит серый (g_2)		8,0	6,6	8,2	8,0
Минералы (кварц и др.)		7,1	3,0	5,5	8,7
Меланократовые		16,7	9,2	8,6	11,0
		3,0	6,2	1,4	2,3
Гнейсы и сланцы		2,5	4,5	0,3	1,0
Песчаники и кварциты		0,5	1,7	1,1	1,3
Кристаллические ($\Sigma_1 + \Sigma_2$)		52,5	38,0	40,5	42,0
		47,5	62,0	59,5	58,0
Известняки (Ca)		28,3	47,0	40,3	35,7
Доломиты (d)		8,7	11,0	14,0	12,0
Прочие (мергель и др.)		10,7	4,0	5,2	10,3
$K_1 = (\Sigma_1 + \Sigma_2) / \Sigma_3$		1,11	0,62	0,68	0,72
$K_2 = \Sigma_1 / \Sigma_3$		1,02	0,51	0,66	0,68
$K_3 = Ca / d$		3,25	4,27	2,88	2,97
$K_4 = g_1 / g_2$		1,25	1,97	2,07	1,50

Гравийный материал представлен породами и минералами, продуктами их разрушения, как удаленных, так и местных питающих провинций. В каждой пробе, в зависимости от фациальной принадлежности отложений, отмечены вариации в составе фракции 5–10 мм, однако, в целом для всех разрезов характерны следующие закономерности: преобладание осадочных пород над кристаллическими, известняков над доломитами, магматических лейкократовых над меланократовыми, розовых гранитов над серыми, незначительное участие метаморфических. Это свидетельствует о едином источнике формирования всех генетических типов пород.

Преобладание обломков осадочных пород в соответствии с принципами, лежащими в основе петрографического анализа гравийных включений (Meuser, 1983), позволяет определить доминирующую роль местных питающих провинций в формировании сожского ледникового горизонта. По составу ископаемой фауны в известняках и доломитах (криноидеи, брахиоподы, кораллы-табулята, отпечатки рыб) установлен среднедевонский возраст местной, а по присутствию в крупнообломочной фракции выборгских гранитов-рапакиви – расположение одной из удаленных провинций, питавших ледниковые потоки в конце среднего плейстоцена.

Исходными породами являются морены. В них значительно выше содержание выветрелых кристаллических пород, которые в подвижной аквальной среде быстро дезинтегрировались. Отношение доли кристаллических пород к осадочным (K_1) убывает в последовательности: морена основная (1,11) – морена абляциянная (0,98) – лимногляциальные (0,72) – флювиогляциальные потоковые (0,68) – камовые (0,62). Подобная последовательность частично подтверждается и отношением известняк/доломит (K_3): 3,25–3,05—2,97—2,88, соответственно. Исключением является лишь заметное даже в полевых условиях (без подсчетов) увеличение доли известняка во всех пробах камовых отложений (4,27). Объяснить это можно как локальными особенностями, так и недостаточными по времени, расстоянию (возможно, и температуре) условиями транспортировки конкретных известняков. В любом случае, холодные камовые потоки представляются наиболее динамичными и агрессивными.

Представленные наблюдения не исчерпывают всех возможностей литолого-фациального анализа. Они призваны активизировать наблюдательность у первокурсников, проходящих полевую практику по геологии на геостанции «Западная Березина».

Мурашко Л.И., Кухарчик Ю.В. Генетические типы почвообразующих пород учебного полигона геостанции «Западная Березина» // Структура и морфогенез почвенного покрова в условиях антропогенного воздействия. Минск, БГУ, 2013. С. 34–37.

Мурашко Л.И., Кухарчик Ю.В. Петрографический состав гравийной фракции конечно-моренного комплекса Белорусской гряды // Плейстоцен Беларуси и сопредельных территорий. Минск, ИГН НАН Б, 2004. С. 51–52.

Учебные полевые практики на географической станции «Западная Березина» / Под общ. ред. Р.А. Жмойдяка. Минск, БГУ, 2007. С. 11–39.

Meyer K.D. Indicator pebble and stone count methods // Glacial deposits in North West Europe (Ed J. Ehlers). Rotterdam, Balkema, 1983. P. 275–287.

КОРРЕЛЯЦИЯ ПРИРОДНЫХ СОБЫТИЙ ОТ ЗАУРАЛЬЯ ДО ОХОТСКОГО МОРЯ МЕТОДОМ ГОМОТАКСИЛЬНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ВРЕМЕННЫХ АНАЛОГОВ МИС-3)

Каргинский межледниковый ярус (позже – горизонт) выделен на севере Сибири В.Н. Саксом (1948). В.Н. Кинд (1974) разделила это время на 3 потепления и 2 похолодания, которые соответствовали подгоризонтам. Последнее потепление было самым слабым, а 2-е (конощельское) похолодание – самым глубоким. В Сибири, в наиболее полных разрезах, везде выделяются упомянутые 5 палеоклиматических событий. С.А. Архипов (1997) окончательно со-поставил этот горизонт с МИС-3. Палеоклиматическая противоречивость каргинского времени, отмеченная ещё В.Н. Саксом (1948), усугубилась тем, что МИС-3 стадия нечётная, межледниковая, а в большинстве разрезов Евро-пы палеоклиматы того времени не достигают показателей межледниковья. В начале 80-х годов Н.В. Кинд пыталась разрешить это противоречие предположив, что в области «атлантического» влияния характер этого времени был межстадиальным, а в области «тихоокеанского» влияния – межледниковым. Однако слои со следами межледникового климата попадают западнее, а межстадиального – восточнее границы этих областей. Было высказано предположение, что между этими областями находится переходная зона (Лаухин, 1982, Laukhin, Drozdov, 1991). К концу XX века выяснилось, что такое простое объяснение себя не оправдывало: вдоль северной окраины Азии почти все разрезы содержали слои (относящиеся даже к последнему потеплению) со следами климата близкого современному или мягче (Лаухин, 2011, 2012, 2013 и др.), а в южной половине Сибири разрезы каргинского горизонта содержали такие слои или не содержали их «менее упорядоченно». Поэтому возник интерес реконструировать палеоклиматы каргинского времени широтой в районе 60 с.ш. от центра Западной Сибири до окраинных морей Тихого океана.

В Сургутском Приобье, в центре самой большой на земле низменности ориентированной меридианально, где широтная зональность выражена наи-более чётко, находится разрез Кирьяс, в котором каргинские слои изучены очень детально и для них реконструированы палеоклиматы весьма далекие от межледниковых. Этот разрез принят за начало широтной трансекты. Строе-ние разреза Кирьяс и его палеоботаническая характеристика опубликованы неоднократно и достаточно подробно (Архипов и др., 1980, Лаухин и др., 2006а, Лаухин, Фирсов, 2008, Laukhin, 2011 и мн.др.), поэтому здесь они не обсуждаются.

В среднем течении Оби, где теперь средняя тайга, в верхней части раз-реза Кирьяс (60°57'с.ш., 75°45'в.д.) получена серия ¹⁴С дат (Лаухин и др., 2006а) от 46,3 до 27,8 тыс. лет назад (тлн), которая охватывает практически все палеоклиматические события МИС-3 (каргинского времени в Западной Сибири). Палинологическое изучение показало 4 «потепления», когда там произрастали редколесья северной тайги, а в раннем «потеплении» – редко-лесья лесотундры; разделённые 3-я похолоданиями, когда туда распростра-нялась тундра, а в среднее похолодание – редколесья лесотундры (Лаухин и др., 2006а, Laukhin, 2011). Во время похолоданий растительные зоны сме-щались к югу более чем на 800 км, а во время «потеплений» – на 600-300 км; и нет оснований предполагать перерывы осадконакопления, в которые могли попасть слои со следами более тёплого климата (Лаухин и др., 2006а). Далее к востоку около 60 с.ш. разрезы с надёжной палеоклиматической интерпре-тацией каргинского времени редки, но очень информативны и здесь не об-суждаются. Отметим только разрез Эликчан-4 (Ложкин др., 2010) в Север-ном Приохотье (60°44' с.ш., 151°52'в.д.), т.е. на переходе от азиатского кон-тинента к Охотскому морю. Там между 64 и 27,4 тлн выделено 6 палинозон (ПЗ) – 11-6. ПЗ-11 и 9 соответствуют потеплениям, во время которых произрастали редкостойные лиственничные леса с примесью ели в долинах. В раннем «теплом» интервале отмечена береза и *Alnus*, частично *A. hirsute*, произрастающая ныне в 50 км южнее. ПЗ-10 с резким увеличением количества пыльцы трав отражает похолодание. ПЗ-8, также отражает очередное (45-39 тлн) похолодание. По ПЗ-7 восстанавливается климат более суровый, чем современный, но с влажным летом. ПЗ-6 соответствует климату, типичному для произрастания стлаников с редкостойными листвен-ничными лесами только на дне долин; пики трав в ПЗ-6 отражают похолода-ния. В отличие от Кирьяса, климат во время потеплений был близок современному, в раннее потепление, возможно, немного благоприятнее. В отличие от Кирьяса Эликчан-4 находится в горах (~800 м), где широтные особенности климата усложняются вертикальной поясностью. Однако и при этом очевид-но, что климат потеплений в разрезе Эликчан-4 меньше отличается от совре-менного, чем в Кирьясе.

Восточнее около 60 с.ш. палеоклиматические события изучены по со-ставу диатомей в скважине 2 около 59° с.ш. на западном шельфе Камчатки и в скв. 191 в Беринговом море около 57 с.ш. и 168 в.д., т.е. на СЗ Пацифики.

Самая молодая диатомовая зона северной Пацифики, *Neodenticula seminae*, охватывает интервал МИС 4-1 (Пушкар, Черепанова, 2001, 2008). МИС-3 в этой зоне отвечает комплекс III, который сравнительно полно изучен в скважине 191, где в нём отражено, вероятно, семь палеоклиматичес-ких событий, но описание трёх из них не приведено (Пушкар, Черепанова, 2008, рис.4). Из охарактеризованных интервалов скважины 191 внизу преобладают холодноводные виды; в середине – возрастает влияние северо-бореальных и тепловодных видов, отмечен даже субтропический вид. Выше вновь обильны аркто-бореальные виды; а верхний интервал содержит совре-менный комплекс диатомей. В шельфовых отложениях наряду с аркто-бо-реальными, отмечены южно-бореальные и субтропические формы; присут-ствие которых обусловлено, вероятно, тёплым Северо-Тихоокеанским тече-нием (Лаухин и др., 2006б). Неполнота диатомовой записи и влияние тёплого течения не позволяют здесь получить сравнительный материал для сопостав-ления природных событий северо-запад Пацифики с событиями выявлен-ми на континенте. Более отчётливо палеоклиматические события отражены в диатомовых записях (Пушкар, Черепанова, 2008) пяти колонок Охотского моря, отобранных на 51-54 с.ш. Данные по зоне *Neodenticula seminae* в север-ных частях этого моря отсутствуют. Однако, для сравнения с обсуждаемыми здесь континентальными разрезами диатомей этих колонок более представите-льны, чем упомянутые на севере Пацифики, т.к. в Охотском море они не только не имеют занесённых тёплыми течениями более южных форм, но ко-лонки там взяты на западе Охотского моря, где проходит с севера на юг хо-лодное течение. Поэтому в первом приближении диатомовые записи этих колонок более представительны для сравнения с разрезами на континенте около 60 с.ш., чем изученные в Беринговом море на близких широтах. Но в этом случае сопоставление палеоклиматических событий в центре Евразии (Кирьяс 5500 км западнее) или на водоразделе бассейнов Тихого и Ледови-того океана (Эликчан-4 1100-1200 км юго-восточнее) и в Охотском море с его холодными течениями затруднено ещё и тем, что для отложений этого моря, в отличие от Кирьяса и Эликчана 4, нет ¹⁴С датировок. Имеется только последовательность событий в этих, разобщённых на тысячи км и во всём разных объектах. В таких условиях наиболее перспективно применение метода гомотаксильности Мейена-Гексли с учётом принципа хронологиче-ской взаимозаменяемости признаков (Мейен, 1989), адаптированного В.С. Пушкарём (2012) к палеоклиматической ритмике.

В интервале МИС-3 зоны *Neodenticula seminae* в колонках Охотского моря по температурному коэффициенту (Td), соотношению арктобореальных и северо-бореальных, наличию и количеству (или отсутствию) южно-бо-реальных форм можно выделить 9 палеоклиматических события: 5 потеплений и 4 похолодания. Тренд потеплений противоположен континентальному: самое тёплое, самое позднее, потепление резко отличается от предыдущих. Тренд нарастания тепла противоположен тому, что известно на континенте: тепло (в пиках потеплений-похолоданий) постепенно нарастает к концу МИС-3. Отклонение от постепенности наблюдается только у самого позднего похолодания: оно, как и на континенте (в Сибири – коношельское), самое глубокое и создает резкий пик относительно предшествовавшего и последующего потеплений. Насколько такая «зеркальная» (за исключением только последнего похолодания) последовательность событий закономерна для Охо-томорской, тем более – для Тихоокеанской, акваторий близ Северной Азии сказать сложно, т.к. к северу от 60 с.ш. ни в Охотском ни в Беринговом морях столь полных разрезов и материалов для реконструкции палеоклиматов временных срезов МИС-3 пока неизвестно, но на переходе от континента к Пацифике она достаточно отчётлива.

Работа поддержана грантом № 9 интеграционного проекта СО РАН-ДВО РАН и грантами РФФИ № 13-05-00854, № 14-05-00956.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука. 1974. 255 с.

Лаухин С.А. Некоторые особенности палеогеографии среднего вюрма во внетропической части северного полушария // Тезисы XI конгресса ИНКВА. Т. I. М.: ВИНТИ, 1982. С. 150-151.

Лаухин С.А. Палеоклиматы аналогов МИС-3 на севере Сибири // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: материалы VII Университетских геол. чтений, 4-6 апр. 2013 г., Минск, Беларусь. Минск: Изд. центр БГУ, 2013. С. 86-88.

Лаухин С.А., Шилова Г.Н., Величневич Ф.Ю. Палеоботаническая характеристика и палеоклиматы каргинского времени на Западно-Сибирской равнине // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2006а. № 7. С. 203-225.

Лаухин С.А., Фирсов А.М. Стратиграфия и палеогеография позднего плейстоцена Среднего Приобья по результатам изучения разреза Кирьяс (Западная Сибирь) // Бюлл. МОИП. Т. 83, вып. 2. 2008. С. 40-50.

Ложкин А.В., Андерсон П.М., Браун Т.А. и др. Новая летопись изменения климата и растительности Северного Приохотья в течение изотопных стадий 4-1 // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 63-70.

Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.

Пушкар В.С. Основные проблемы диатомового анализа и возможные пути их решения // Современная микропалеонтология. Геленджик. 2012. С. 362-365.

Пушкар В.С., Черепанова М.В. Диатомовые комплексы и корреляция четвертичных отложений северо-западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2008. 174 с.

Laukhin S.A. "Warm" stages in the West Siberian Late Pleistocene // Quaternary International. 2011. № 241. P. 51-67.

Laukhin S.A., Drozdov N.I. Paleocological aspect of Paleolithic Man Settling in Northern Asia and His Migration to the Northern America // The INQUA International Symposium on Stratigraphy and Correlation of Quaternary deposits of the Asian and Pacific Regions. Bangkok: CCOP/TP-22, 1991. P. 133-144.

Т. Б. Рылова

Институт природопользования НАН Беларуси, г. Минск, Беларусь

РАЗРЕЗ БЕЛОВЕЖСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ У д. БОЛЬШОЕ БАХОВО НА ВОСТОКЕ БЕЛАРУСИ

В северо-западной части Оршано-Могилевского плато, в Дубровенском районе Витебской области в 2003-2004 гг. Белорусской геологоразведочной экспедицией был пробурен ряд скважин, вскрывших древнеозерные и аллювиальные плейстоценовые отложения, которые подстилаются ледниковыми образованиями, включающими один моренный горизонт, а перекрыты образованиями двух ледниковых комплексов. Результаты геологических и палеоботанических исследований показали, что представленные в разрезах межледниковые отложения сформировались на протяжении беловежского времени (Якубовская и др., 2005).

Нами выполнено палинологическое изучение наиболее полного разреза озерно-старичных отложений мощностью около 10 м, вскрытых скв. 84 у д. Большое Бахово. Согласно описанию А.Ф. Санько, разрез представлен следующими слоями (сверху вниз):

1. Супесь желтовато-серая, тонкая	0,0–13,0 м
2. Глина темно-серая, массивная, алевролитовая	13,0–16,0
3. Супесь коричневая плотная, известковая, с гравием и галькой осадочных и изверженных пород до 5 %	16,0–18,4
4. Песчано-гравийная смесь разнообломочная, глинистая, в верхней части с прослоями суглинка коричневого	18,4–33,2
5. Супесь по каротажу	33,3–37,5
6. Песок коричневатый-серый, мелко-среднезернистый, полевошпатово-кварцевый, гравелистый	33,2–41,5
7. Супесь серая до темно-серой без слоистости, легкая, не очень плотная	41,5–45,5
8. Гиттия светло-серая до темно-серой, плотная, с горизонтальной слоистостью	45,5–47,5
9. Супесь серая, комковатая, неслоистая, диатомовая	47,5–52,5
10. Мергель серый, при высыхании светло-серый, с включением органических остатков. Книзу становится светлым и более тяжелым	52,5–54,0
11. Суглинок зеленовато-серый грубый, моренный	54,0–61,0
12. Доломит коричнево-серый	61,0–69,0

В результате палинологического исследования 40 последовательно отобранных образцов из отложений, вскрытых в интервале 41,5–54,0 м, получена спорово-пыльцевая диаграмма, на которой выделены 6 локальных пыльцевых зон (L PAZ B-1 – B-6) (B – Большое Бахово), из которых L PAZ B-1 – B-4 соответствуют региональным пыльцевым зонам (R PAZ) bl 4 – bl 8 беловежского межледниковья (Рылова, 1998) (борковского теплого интервала, согласно стратиграфической схеме четвертичных отложений Беларуси (Стратиграфические..., 2010), а зоны L PAZ B-5 и L PAZ B-6 – началу последующей ледниковой эпохи (рисунок).

L PAZ B-2 (гл. 50,85–52,60 м) отличается резким сокращением участия пыльцы *Corylus* (0,8–11,3%) при еще высоком процентном содержании пыльцы широколиственных пород, возрастанием количества пыльцы хвойных (*Pinus sylvestris* – до 18%, *Picea abies* – до 6%, единично – *Abies alba*) и *Betula sect. Albae* (до 22 %). Пыльцевая зона B-2 соответствует R PAZ bl 5 *Quercus-Picea*, которая отвечает заключительной фазе климатического оптимума. В это время были распространены преимущественно широколиственно-хвойные леса с ольхой и орешником.

L PAZ B-3 (гл. 49,30–50,85 м) выделяется по значительному возрастанию количества пыльцы хвойных пород (*Pinus* – до 75%, *Picea* – до 21%, единично – *Abies*) и сокращению до минимума участия пыльцы термофильных пород. Эта зона соответствует R PAZ bl 6 *Pinus-Picea* беловежского межледниковья. Состав спектров отражает фазу развития хвойных

свойственного ледниковым эпохам. Вполне возможно, что данный холодный интервал следует увязывать с началом нижнинского (малого) оледенения (Величkevич и др., 1997 и др.)

L PAZ B-6 (гл. 41,5–42,2 м) – отличается заметным сокращением содержания пыльцы травянистых растений (до 5,7%) и соответствующим возрастанием участия пыльцы древесных пород. Среди последней преобладает пыльца *Betula* (до 34,5%), представленная исключительно древесными формами (*Betula pendula*, *B. pubescens*), и *Pinus sylvestris* (до 49%), изредка отмечены *Picea*, *Larix*, *Juniperus*. Состав спектров свидетельствует о произрастании смешанных березово-сосновых и сосново-березовых лесов. Формирование соответствующих отложений происходило, вероятнее всего, в самом начале относительно небольшого потепления, возможно, интерстадиального характера.

Таким образом, приведенные результаты палинологических исследований разреза скв. 84 у д. Большое Бахово Дубровенского района Витебской области позволяют сделать вывод о формировании изученных плейстоценовых отложений на протяжении большей части климатического оптимума и заключительных фаз беловежского межледникового, а также в течение последующего похолодания и потепления, которые, возможно, следует относить к начальным фазам последующей нижнинской ледниковой эпохи, согласно стратиграфическому расчленению плейстоцена (Величkevич и др., 1997).

Величkevич Ф.Ю., Хурсевич Г.К., Рылова Т.Б., Литвинюк Г.И. К стратиграфии среднего плейстоцена Беларуси // Стратиграфия. Геологич. корреляция. 1997. Т. 5, №4. С. 68–84.

Рылова Т.Б. Биостратиграфическое расчленение беловежского и александрийского межледниковых горизонтов плейстоцена на территории Беларуси // Доклады НАН Беларуси. 1998. Т. 42, № 4. С. 114–117.

Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка / С.А. Кручек, А.В. Матвеев, Т.В. Якубовская и др. – Минск: ГП «БелНИГРИ», 2010. 282 с. + приложение из 15 стратиграфических схем.

Якубовская Т.В., Савченко И.Е., Бадый В.В., Кожин В.Д., Феденя С.А. Отложения и флоры беловежского межледникового на востоке Беларуси // Доклады НАН Беларуси. 2005. Т. 49, № 6. С. 91–97.

Т. Б. Рылова, А. К. Карабанов, И. Е. Савченко

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь

НОВЫЕ ДАННЫЕ К СТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ РАСЧЛЕНЕНИЮ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ г. МОГИЛЕВ

Комплексными геологическими и палеонтологическими исследованиями разрезов скважин, пробуренных УП «Геосервис» в 1995–2001 гг. на территории Оршано-Могилевского плато, изучены строение и стратиграфия отложений, эволюция рельефа, флоры и растительности. Доказано широкое распространение в пределах региона отложений стратиграфических горизонтов плейстоцена, начиная с березинского и до голоцена, в том числе александрийских и муравинских межледниковых, а также раннепоозерских интерстадиальных отложений (Павловская и др., 1997; Рылова и др., 1999; Savchenko, Pavlovskaya, 1999; Паўлоўская і інш., 2002 и др.).

Новые материалы, дополняющие полученные ранее сведения о геологическом строении региона, получены в ходе инженерно-геологических изысканий, проведенных УП «Геосервис» в 2002 г. в центре Могилева для строительства многофункционального комплекса (район пр. Мира). Изученный участок в геоморфологическом отношении приурочен к левому коренному берегу р. Дубровенка. Серией скважин здесь вскрыты межледниковые алевроиты и гиттии под отложениями первого от поверхности ледникового комплекса. Согласно материалам бурения, подморенные отложения образовались в пределах котловины небольшого водораздельного озера. Моренные и озерные слои отличаются нормальным напластованием, выдержаны по простиранию и залегают *in situ*.

В геологическом строении вскрытой толщи, согласно данным Могилевского отдела инженерных изысканий УП «Геосервис», предварительно были выделены следующие горизонты: голоценовый, поозерский, сожский (флювиогляциальные надморенные отложения, моренные отложения славгородского подгоризонта), шкловский (озерно-болотные отложения) и нерасчлененные днепровско-сожские отложения, в соответствии со схемой стратиграфического расчленения четвертичных отложений Беларуси (Решения..., 1983).

Для уточнения стратиграфической принадлежности межледниковых отложений методом спорово-пыльцевого анализа были изучены древнеозерные отложения, вскрытые скважинами 21 (гл. 7,6–9,3 м) и 24 (гла 7,45–9,5 м), залегающие на толще серовато-желтых разнотернистых песков мощностью до 12,5 м и перекрытые моренной супесью мощностью около 7 метров.

Спорово-пыльцевые диаграммы, полученные по результатам изучения отложений скв. 21 (абс. отм. устья 163,3 м) и скв. 24 (абс. отм. устья 163,1 м), отражают начальные фазы, климатический оптимум и заключительные фазы беловежского межледникового (борковского интервала беловежского межледникового, согласно стратиграфической схеме четвертичных отложений Беларуси (Стратиграфические..., 2010)) (рисунок). На диаграммах выделено по 6 локальных пыльцевых зон (L PAZ), обозначенных Mg-21 и Mg-24 (Mg – Могилев).

L PAZ Mg-21-1 (гл. 9,12–9,3 м) и **L PAZ Mg-24-1** (гл. 9,27–9,5 м) характеризуются высоким содержанием пыльцы древесных пород (до 94%), среди которых преобладают *Pinus* (до 60% и 34% соответственно) и *Betula* (до 50% и 68,7%). В обоих разрезах отмечено значительное количество пыльцевых зерен *Larix* – до 5,2%. Количество пыльцы *Picea* не превышает 4%. Пыльцы травянистых растений (*Cyperaceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae* и др.) – до 4%. В составе спор преобладают *Polypodiaceae*. Данные локальные пыльцевые зоны соответствуют региональной зоне bl 1 *Betula-Larix-Picea* беловежского межледникового (Рылова, 1998) и характеризуют его начальную фазу. Состав выявленных спектров свидетельствует о распространении в районе исследований смешанных березово-хвойных (лиственнично-елово-сосновых) и хвойно-березовых лесов.

L PAZ Mg-21-2 (гл. 8,97–9,12 м) и **L PAZ Mg-24-2** (гл. 8,87–9,27 м) выделяется по высокому содержанию пыльцевых зерен *Pinus* (до 60% и 86% соответственно), снижению количества пыльцы *Betula* и сокращению до минимума пыльцы *Larix* и *Picea*. Отмечается появление пыльцевых зерен *Quercus*, *Ulmus* и *Alnus*. Пыльца травянистых растений немногочисленна. Среди спор по-прежнему преобладают *Polypodiaceae* – до 5,5% и 26,5%. Данные локальные зоны соответствуют региональной пыльцевой зоне bl 2 *Pinus-Betula* беловежского межледникового и отражают фазу развития смешанных, преимущественно сосново-березовых лесов с примесью ели, лиственницы и некоторых широколиственных пород.

L PAZ Mg-21-3 (гл. 8,77–8,97 м) и **L PAZ Mg-24-3** (гл. 8,46–8,87 м) – характеризуется резким возрастанием количества пыльцы термофильных пород, прежде всего дуба и вяза. Пыльца *Quercus* представлена несколькими видами, ее количество достигает 20%. Пыльцы *Ulmus* – до 9,5%. Появляется пыльца *Tilia* – до 2,5% и 9,3% соответственно, заметно возрастает количество пыльцы *Alnus* (до 6% и 17%). В единичном числе присутствуют *Acer*, *Fraxinus*, *Ligustrum*, *Corylus*. Участие

пыльцы *Pinus* сокращается и не превышает 53% и 57,8% соответственно. Снижается и содержание пыльцы *Betula* (до 13% и 6,8%). В небольшом количестве, но регулярно, присутствует пыльца *Picea* (до 2%). В скв. 21 отмечены *Larix* и *Juniperus*. Участие пыльцы травянистых растений незначительно. В составе спор в скв. 21, как и в двух предыдущих зонах, преобладают *Polypodiaceae* – до 6% и *Pteridium* – до 3,5%. В скв. 24 отмечен значительный максимум спор *Polypodiaceae* – до 40%. Пыльцевые зоны Mg-21-3 и Mg-24-3 отвечают региональной зоне bl 3 *Quercus-Ulmus* беловежского межледниковья и характеризуют начало климатического оптимума. В это время получили развитие широколиственные (дуб, вяз, липа, ясень, клен) леса с участием сосны, березы, реже ели и лиственницы. Пониженные и увлажненные участки рельефа занимали ольшаники.

L PAZ Mg-21-4 (гл. 8,17–8,77 м) и **L PAZ Mg-24-3** (гл. 7,72–8,46 м). Отличительной особенностью этих локальных пыльцевых зон является максимальное количество в составе спорово-пыльцевых спектров пыльцы *Corylus* – до 15% и термофильных пород: *Quercus* – до 22% и 14% соответственно, *Ulmus* – 14% и 11%, *Tilia* – 9%, *Acer* – 1%, *Fraxinus* – 0,3%, *Carpinus* – 0,3%, *Ligustrum* – 0,8%. Количество пыльцы *Alnus* достигает максимума – до 22% и 29%, а *Pinus* и *Betula* сокращается до минимума – 16% и 10%. В составе пыльцы травянистых растений заметно возросло участие *Artemisia* (до 6% в скв. 21), появились споры *Sphagnum* – до 8%. Рассмотренные пыльцевые зоны соответствуют региональной зоне bl 4 *Quercus-Ulmus-Corylus*. Состав выявленных спектров свидетельствует о распространении термофильных дубово-вязово-липовых с ясенем и кленом лесов с небольшим участием сосны, ели и березы и хорошо развитым подлеском из орешника. Широкое распространение имели ольшаники.

L PAZ Mg-24-5 (гл. 7,57–7,72 м) – характеризуется снижением участия пыльцы широколиственных пород (*Quercus* – до 3,2%, *Ulmus* – до 1,6%, *Tilia* – 4%), а также *Alnus* – не более 7% и *Corylus* – до 5%. Соответственно возрастает количество пыльцы *Pinus* – до 57%, *Picea* – до 4%, появляются *Larix*, *Abies*, *Juniperus*. Рассмотренная локальная зона соответствует региональной пыльцевой зоне bl 5 *Quercus-Picea* беловежского межледниковья и характеризует заключительную фазу климатического оптимума. Состав спектров локальной пыльцевой зоны свидетельствует о распространении широколиственно-хвойных лесов с ольхой и орешником.

L PAZ Mg-21-5 (гл. 7,67–8,17 м) и **L PAZ Mg-24-6** (гл. 7,42–7,57 м) выделяются по возрастанию содержания пыльцы хвойных пород, а также резкому сокращению участия пыльцы термофильных пород. Среди пыльцы сосен (до 81% и 69%) появляется *Pinus cembra* – до 1,5%. Пыльцы *Picea* – до 10% и 7%, присутствуют *Abies*, *Larix*, *Juniperus*. Пыльцы *Betula* – до 29% и 14%. Число пыльцевых зерен термофильных пород сократилось до минимума. В составе пыльцы травянистых растений и кустарничков отмечаются *Artemisia*, *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Caryophyllaceae*, *Polygonaceae*, *Ericaceae*, *Ephedra*. Среди спор возрастает количество *Sphagnum* – до 38% и 30%. Локальные пыльцевые зоны Mg-21-5 Mg-24-6 соответствуют региональной зоне bl 6 *Pinus-Picea* беловежского межледниковья и отражают фазу распространения хвойных сосново-еловых и елово-сосновых лесов с участием березы и незначительной примесью термофильных пород, свидетельствуя о заметном снижении теплообеспеченности территории на протяжении одной из постоптимальных фаз межледниковья.

L PAZ Mg-21-6 (гл. 7,6–7,67 м) – выделяется по снижению участия пыльцы *Pinus* (до 46%) и *Picea* (до 2,5%) и возрастанию количества *Betula* (до 33%). Среди пыльцы травянистых присутствуют *Polygonum bistorta*, *Artemisia*, *Asteraceae*, *Ranunculaceae*, *Ariaceae*, *Caryophyllaceae*, и др. Кроме *Sphagnum* и *Polypodiaceae*, присутствуют споры *Botrychium*. Рассмотренная локальная пыльцевая зона соответствует региональной зоне bl 7 – *Pinus-Picea-Betula* беловежского межледниковья и отражает распространение смешанных хвойно-березовых и березово-хвойных лесов, что указывает на еще более существенное похолодание климата.

Результаты палинологических исследований показывают, что выявленная в разрезах скважин 21 и 24 последовательность пыльцевых зон и особенности таксономического состава каждой из них являются типичными для беловежского межледниковья плейстоцена Беларуси (Махнач, 1971; Еловичева, 1979; Якубовская и др., 1991; Величневич и др., 1993, 1997; Рылова и др., 2003, Санько и др., 2004; Рылова, Савченко, 2006), и, следовательно, древнеозерные отложения, вскрытые скважинами в г. Могилев, относятся к древнейшему в плейстоцене беловежскому межледниковью. Возраст подстилающих их флювиогляциальных песков следует определять не как днепровский, а как наревский или, по крайней мере, не моложе, чем наревский. Для определения возраста морены, перекрывающей межледниковые отложения, необходимо выполнение дополнительных исследований.

Согласно данным, приведенным Г.И. Горещким (1970), почти все скважины, пробуренные в данном районе, вскрыли отложения трех моренных горизонтов: сожского, днепровского и березинского. Так, южнее г. Могилев, в разрезе скв.3 у д. Сидоровичи в интервале глубин 21,2–31,9 м были вскрыты древнеозерные отложения, перекрытые одним моренным горизонтом, возраст которых по данным И.А. Григорович был определен как шкловский. На этом основании нижележащая морена относилась к днепровскому оледенению. Поскольку слои шкловского (беловежского, согласно стратиграфической схеме 2010 г.) межледникового горизонта по современным представлениям залегают между отложениями древнейшего наревского и березинского оледенений, то, следовательно, возраст залегающей под беловежскими слоями морены должен быть не днепровским, как это указано на профиле, приведенном Г.И. Горещким (Горещкий, 1970, с. 85), а значительно более древним – наревским.

Таким образом, материалы комплексных геологических и палинологических исследований, выполненных на протяжении последних лет на востоке Беларуси, свидетельствуют о более сложном строении четвертичной толщи региона, в которой представлены отложения всех ледниковых и межледниковых горизонтов гляциоплейстоцена: наревского, беловежского, березинского, александрийского, припятского, муравинского и поозерского. Полученные данные позволяют рассматривать этот регион в качестве опорного страторайона в восточной части Беларуси, поскольку он является одним из ключевых в отношении полноты геологического разреза и не имеет подобных аналогов на территории Беларуси.

Работа выполнена при поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований (проект Х13ЛИТ-009).

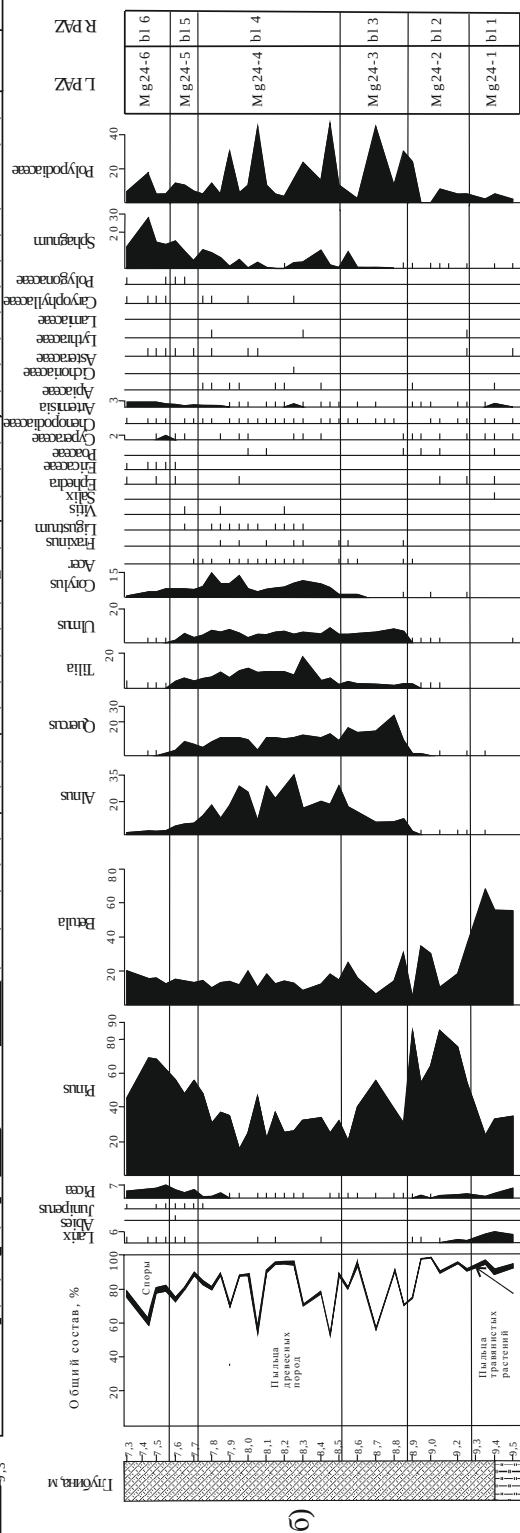
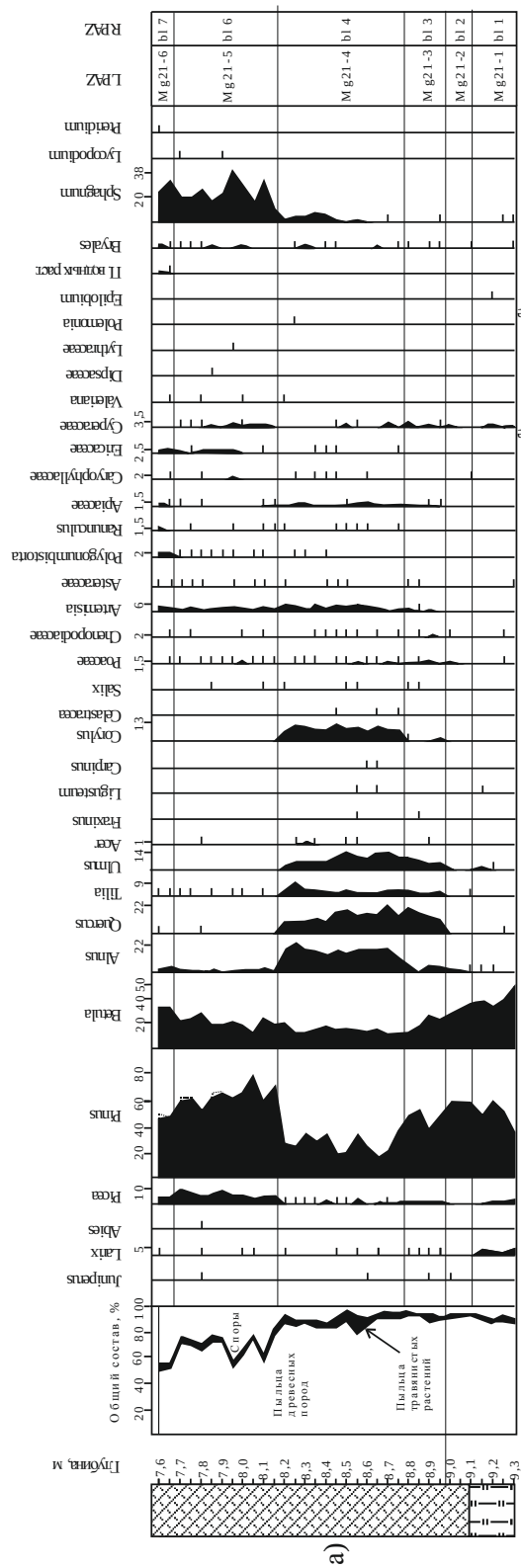


Рисунок 1 - Спорно-пыльцевые диаграммы древнеозерных отложений, вскрытых скважинами 21 (а) и 24 (б) в г. Могилев

Величневич Ф.Ю., Рылова Т.Б., Санько А.Ф., Феденя В.М. Березовский страторайон плейстоцена Белоруссии. Мн., 1993. 146 с.
 Величневич Ф.Ю., Хурсевич Г.К., Рылова Т.Б., Литвинюк Г.И. К стратиграфии среднего плейстоцена Беларуси // Стратиграфия. Геологич. корреляция. 1997. Т. 5, №4. С. 68-84.
 Горещий Г.И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М., 1970. 491 с.
 Еловичева Я.К. Шкловские (рославльские) межледниковые отложения Белоруссии и смежных территорий. Мн., 1979. 184 с.
 Махнач Н.А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. Мн.: Наука и техника, 1971. 212 с.
 Павловская И.Э., Симакова Г.И., Якубовская Т.В. Новые разрезы александровских межледниковых отложений на востоке Беларуси // Доклады АН Беларуси. 1997. Т. 41, № 5. С. 95-98.
 Паўлоўская І.Э., Якубоўская Т.В., Рылова Т.Б., Саўчанка І.Я., Сімакова Г.І. Сярэдні плейстацэн усходу Беларусі // Літасфера. 2002. № 2 (17). С. 27-40.
 Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии, 1981 г. – Л., 1983.
 Рылова Т.Б. Биостратиграфическое расчленение беловежского и александровского межледниковых горизонтов плейстоцена на территории Беларуси // Доклады НАН Беларуси. 1998. Т. 42, № 4. С. 114-117.
 Рылова Т.Б., Король Г.Г., Савченко И.Е. Возраст и палеогеографические условия формирования плейстоценовых озерных отложений у г. Бобруйска // Доклады НАН Беларуси. 2003. Т. 47, № 5. С. 88-93.
 Рылова Т.Б., Савченко И.Е. Растительность и климат межледниковых интервалов плейстоцена Беларуси по данным палинологических исследований // Літасфера. 2006. № 1 (24). С. 12-26.
 Рылова Т.Б., Павловская И.Э., Савченко И.Е. О возрасте плейстоценовых отложений в разрезе Добрая (Восточная Беларусь) // Доклады НАН Беларуси. 1999. Т. 43, № 6. С. 94-97.
 Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка. Минск. 2010. 282 с.
 Санько А.Ф., Величневич Ф.Ю., Моисеев Е.И., Рылова Т.Б., Савченко И.Е., Кручек С.А. Обнажение Обухово – парастратотип беловежского межледниковья Беларуси // Літасфера. 2004. № 2 (21). С. 38-51.
 Якубовская Т.В., Хурсевич Г.К., Рылова Т.Б. Новые данные о стратотипе беловежского межледниковья // Доклады НАН БССР. 1991. Т. 35, № 3. С. 262-265.
 Savchenko I., Pavlovskaya I. Muravian (Eemian) and Early Poozerian (Early Weichselian) sequence at Azarichi section (Eastern Belarus) // Acta Palaeobotanica. 1999. Suppl. 2. P. 523-527.

В. П. Самодуров¹, В. Э. Кутырло²

¹ БГУ, ² ОАО «Белгорхимпром», Минск

МОРФОМЕТРИЯ КЛАСТОГЕННЫХ ПОРОД ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛАРУСИ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ЦИФРОВЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ

Морфометрия зерен является разделом гранулометрии и широко используется в геологии для установления динамики переноса и отложения кластогенного материала, а также в технологиях, основанных на использовании различных фракций механогенных осадочных пород. *Целью данной работы* является обзор современных методов морфометрии и их применимость к анализу зернистых пород четвертичных отложений Беларуси. Задачей современной цифровой морфометрии является получение количественных характеристик формы зерен пород по цифровым изображениям пород и минералов.

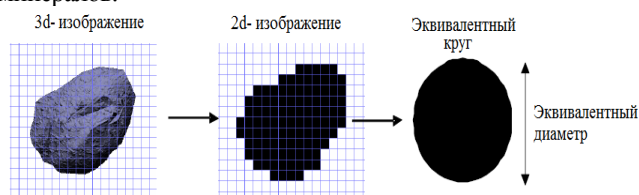


Рисунок 1. — Схема определения размера частиц по цифровым фотографиям по [1], с изменениями

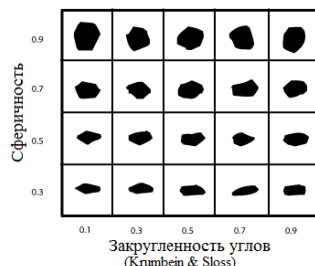


Рис. 2. Объекты морфометрии



Рис. 3. Сферичность и закругленность зерен

Размер зерен. Подходы к определению размера зерен различны, однако, в каждом методе определения размера зерен форма частиц игнорируется (рис.1). Размер может быть определен как описанная сфера, вписанная сфера, эквивалентная сфера того же веса или объема и др. Распределение частиц по размерам, выполненное методом анализа цифровых фотографий не соответствует распределению масс отдельных фракций. Для перевода данных необходимо рассчитать зерен и определить массы с учетом плотности минералов.

Форма зерен является одним из основных параметров морфометрии. В общем случае форма зерен описывается на трех уровнях размерности (рис.2). Общая форма зерна, его морфология, представлена параметрами наибольшего размера. Параметрами среднего размера описываются формы углов и выступов. Структура поверхности изучается с помощью объектов самого малого размера.

Основным количественным параметром морфологии является сферичность (sphericity) зерна. Для двухмерных моделей используется понятие округлости (circularity). Этот параметр описывает степень приближения общей формы зерна к окружности. Противоположным по смыслу является параметр удлинение (elongation).

Формы углов, закруглений, выступов поверхности описываются на среднем уровне объектов исследования. Для описания формы углов и выступов используется параметр угловатости или противоположный ему по смыслу параметр закругленности выступов (roundness). Сферичность и закругленность - независимые параметры, которые являются следствием единого процесса, характеризующего изменение формы зерна вследствие его истирания. Совместный эффект, учитывающий сферичность и закругленность, называют окатанностью зерна. Для раздельного определения сферичности и закругленности используется эмпирический метод Крумбейна (рис. 3). Форму частиц сравнивают с ячейками таблицы, и затем определяют сферичность и закругленность. Этот подход противоположен методу компьютерного анализа, целью которого является изначально раздельное количественное определение сферичности и закругленности, а затем вычисление эффекта совместного влияния этих параметров – окатанности зерен.

Современная морфометрия кластогенных пород основана на подходах, представленных в классических работах Ваделла (Wadell), Тикела (Tickell), Крумбейна (Krumbein), а также множества других способах определения морфометрических параметров (табл.1). Из-за обилия измеряемых параметров, их выбор и использование должно быть описано в каждой конкретной работе.

Можно видеть, что в некоторых представлениях используется периметр частицы **P**. Периметр, в отличие от площади частицы, плохо определяется по цифровым фотографиям. В зависимости от масштаба и разрешения фотографии, периметр частиц существенно меняется, в то время как площадь изменяется незначительно. Поэтому сферичность β обычно определяется отношением площади частицы A_0 к площади описанного круга A_c . Закругленность α рассчитывается как отношение усредненного радиуса закруглений углов и выступов r_j к радиусу вписанной окружности **R**. Окатанность **Ок** определяется формулой:

$$\text{Ок} = \alpha\beta \quad [1]$$

Очевидно, что окатанность зерна колеблется в пределах от 0 до 1, а окатанность идеальной сферы равна 1.

Распространенные параметры описания формы минеральных зерен [4], с дополнениями.

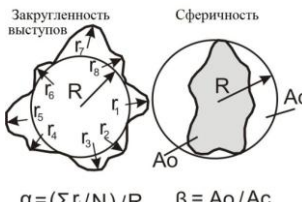
Сферичность (Sphericity)	D_c/D_o	Отношение диаметра круга D_c , равного площади измеряемого зерна к диаметру описанной вокруг зерна окружности D_o	Wadell, 1935
Изометричность (Degree of circularity)	P_c/P_o	Отношение периметра P_c вычисленного круга, равного площади измеряемого зерна к периметру P_o зерна	Wadell, 1935
Сферичность (Roundness)	A_o/A_c	Отношение площади зерна A_o к площади круга, описанного вокруг зерна A_c	Tickell, 1938
Округлость (Roundness/Circularity)	$4\pi A_o/P_o^2$	Отношение площади зерна A_o к квадрату периметра зерна	Riley, 1941
Формфактор (Formfactor)	$4\pi/P_o^2$	Здесь P_o – периметр зерна	Karakuş, 2010
Сферичность по вписанной окружности (Inscribed circle sphericity)	$\sqrt{D_i/D_c}$	Корень квадратный из отношения диаметра вписанной в зерно окружности D_i к диаметру описанной окружности D_c	Riley, 1941
Округлость (Circularity)	P_c^2/A_o	Отношение квадрата периметра частицы к площади частицы	Blott & Pye 2008
Окатанность (Roundness)	P_o/P_{conv}	Отношение периметра частицы к периметру сглаживающей кривой, описывающей частицу	Janoo, 1998
Заполнение (Solidity)	A_o/A_{conv}	Отношение площади частицы к площади сглаживающей кривой, описывающей частицу	Karakuş, 2010
Закругленность (Roundness)	$(\sum r_j/N)/R$	Отношение среднего радиуса угловых закруглений r_j частицы к радиусу вписанной окружности R . Здесь N – число измеренных угловых закруглений.	Wadell, 1932
Сферичность (Sphericity)	$\pi(bc/a^2)$	Здесь a – длина частицы, b – ширина частицы, c – высота частицы	Krumbein, 1941
Относительное удлинение Aspect Ratio (AR)	Max/Min	Отношение длины частицы Max к ее ширине Min	Программы анализа частиц
Удлинение (Elongation)	1-in/Max	Здесь Min – ширина частицы, Max – ее длина	Программы анализа частиц

Основные морфоструктурные закономерности кластогенных пород четвертичных отложений Беларуси. Известно, что закругленность выступов и углов растет с увеличением размерности зерен. Частицы алевроитовой размерности и тонкозернистые пески наиболее остроугольны, а минеральные зерна песков средней и грубой размерности – окатанные. Пески и песчаники четвертичных отложений Беларуси в основном олигомиктовые, полевошпатово-кварцевые, с примесью обломков пород.

Кварц отличается от остальных минералов повышенной окатанностью. Этот эффект связан не только со спецификой процессов переноса кластического материала, но и с тем обстоятельством, что исходный кварц метаморфических пород и гранитоидов характеризуется изначальным ксеноморфным и изометричным обликом кристаллов. Таким образом, повышенная сферичность кварца – следствие его первичных характеристик.

Закругленность выступов

Сферичность



$\alpha = (\sum r_j / N) / R$ $\beta = A_o / A_c$

Рисунок 4 — Закругленность и сферичность зерен

1. <http://www.malvern.com.uk>
2. Mitchell, J. K. & Soga, K. (2005). Fundamentals of soil behavior. Third edition. Wiley. New Jersey.
3. Krumbein, W. C. and Sloss, L. L. (1963). Stratigraphy and sedimentation. Second edition. Freeman. San Francisco.
4. Rodriguez, J.M., Johansson, J.M.A., Edeskär, T. Particle Shape Determination by Two-Dimensional Image Analysis in Geotechnical Engineering, Nordic Geotechnical Meeting, May. 09 2012 - May. 12 2012, Copenhagen, Denmark.
5. N. Otsu (1979). «A threshold selection method from gray-level histograms». IEEE Trans. Sys., Man., Cyber. 9: 62-66.
6. Goldich, S.S. J. Geol., 1938, v.46, № 1.

А. Ф. Санько¹, Т. Б. Рылова², К. Ю. Балашов¹

¹Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь, ²Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь

ЗУИ – НОВОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ БЕЛОВЕЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В БЕЛОРУССКОМ ПООЗЕРЬЕ

Бурением, проведенным Слуцким филиалом Белорусской геологоразведочной экспедиции, недалеко от г. Новополоцка (скв. 14, Зуи), были вскрыты подморенные озерные супеси и сапропелиты на глубине 71-79 м. Эти, несомненно, межледниковые отложения залегают на мелкозернистых песках с включением гравия и гальки, а перекрываются толщей ледниковых образований с единственным относительно мощным моренным горизонтом. Интерпретация возраста межледниковых отложений, исходя только из геологических условий залегания, может быть следующей. Под верхней мореной в Белорусском Поозерье «должны» находиться муравинские межледниковые отложения. Следовательно, возраст морены можно определить как позерский (валдайский), а

возраст межледниковых сапропелитов – как муравинский (микулинский). Для выяснения истинного возраста сапропелиты, вскрытые скв. 14 у д. Зуи в интервале глубин 71,5–79,6 м, были изучены методом спорово-пыльцевого анализа. На спорово-пыльцевой диаграмме, представленной на рис. 1, выделены 4 локальные пыльцевые зоны (L PAZ Z-1 – Z-4) (Z – д. Зуи). В общем составе спектров всех зон доминирует пыльца древесных пород и кустарников – 94–99 %. Пыльцы травянистых растений, как правило, не более 0,3–1 %, споров – до 6,5 %.

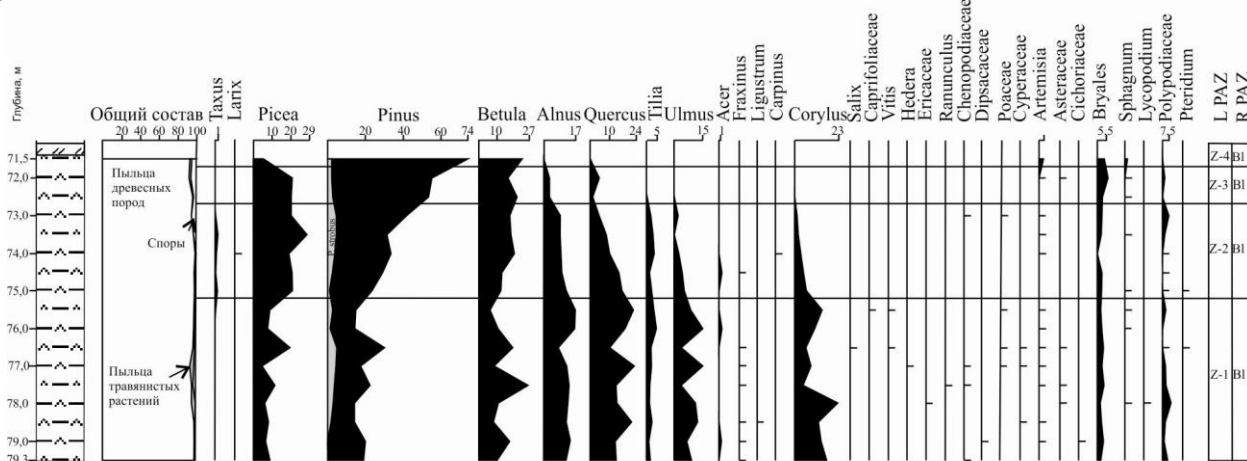


Рис. 1. Спорowo-пыльцевая диаграмма беловежских межледниковых супесей и сапропелитов, вскрытых скв. 14 у д. Зуи в Витебской области (анализ выполнен Т. Б. Рыловой)

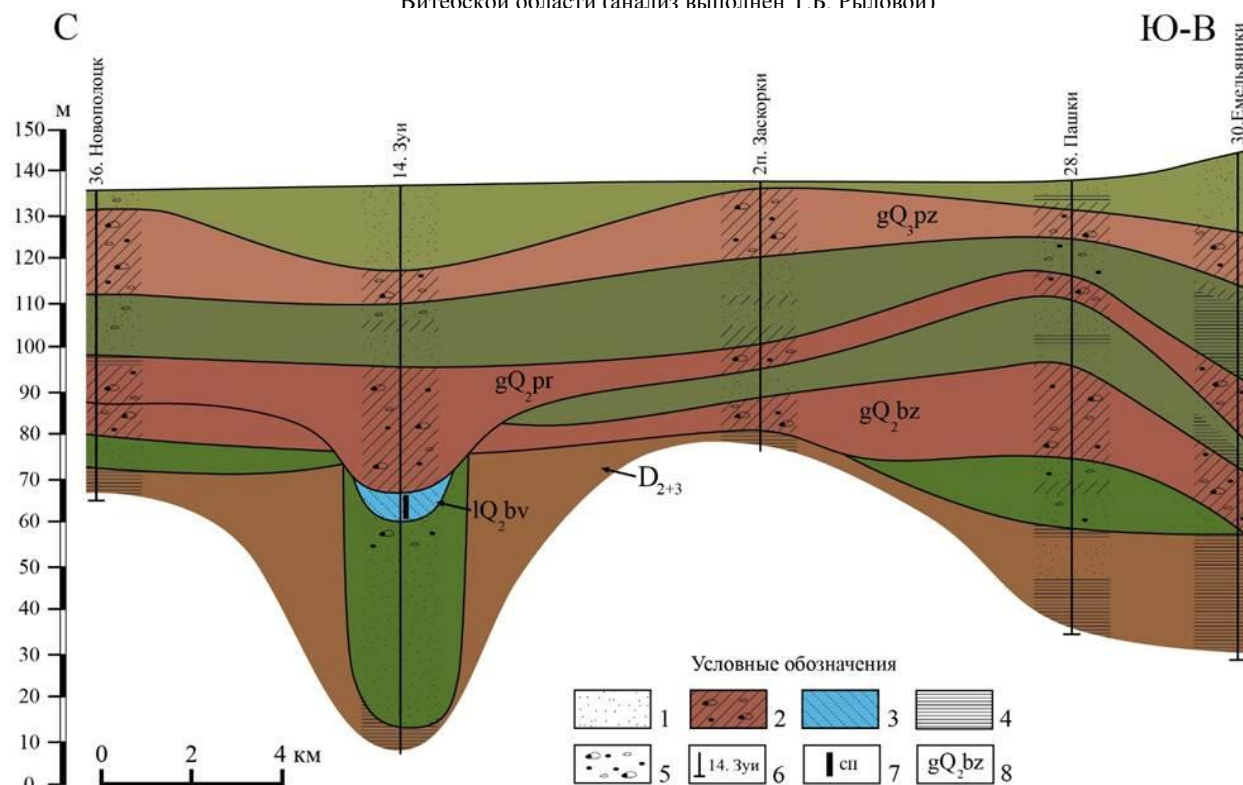


Рис. 2.

Геологический профиль, иллюстрирующий условия залегания беловежских межледниковых отложений, вскрытых скв. 14 у д. Зуи Витебской области

1 – песок, 2 – моренные супеси и суглинки, 3 – глина, 4 – песок, гравий, галька, 5 – место бурения и номер скважины, 6 – интервал отложений, в котором выполнен спорово-пыльцевой анализ, 7 – геологические индексы

L PAZ Z-1 (гл. 75,5–79,6 м) выделяется по существенному количеству пыльцы термофильных пород (*Quercus* – до 24 %, *Ulmus* – до 15 %, *Tilia* – до 5 %, *Corylus* – до 23 %, в меньшем количестве представлены *Acer* – до 1 %, *Fraxinus* – до 0,5 %, отмечен *Ligustrum* – 0,5 %). Хвойные породы представлены пыльцой *Picea* (5–12 %, макс. 20 %), *Pinus* (*P. sylvestris*, реже *P. strobus*) – 14–23 %, макс. 31 %, единично – *Taxus*. Пыльцы *Betula* встречено до 27 %, *Alnus* – до 17 %. Отмечены пыльцевые зерна *Salix*, *Caprifoliaceae*, *Vitis*, *Hedera*. Данная пыльцевая зона отвечает региональной пыльцевой зоне (R PAZ) bl 4 *Quercus*–*Ulmus*–*Corylus* беловежского межледниковья (Рылова, 1998) и соответствует самой теплой фазе климатического оптимума – распространению широколиственных лесов из дуба, вяза, липы, клена, ясеня с подлеском из орешника, а также значительному развитию ольшаников.

L PAZ Z-2 (гл. 72,75–75,5 м) характеризуется заметным снижением содержания пыльцы термофильных пород: в верхней части зоны количество пыльцы *Quercus* составляет 5 %, *Ulmus* – 1,5 %, *Tilia* – 2 %, *Corylus* – до 23 %, *Alnus* – 9 %, единичны пыльцевые зерна *Acer*, *Fraxinus*, *Carpinus*. Одновременно наблюдается возрастание содержания пыльцы хвойных деревьев: *Picea* – до 29 %, *Pinus* – до 42 %, единично – *Larix*. Пыльцы *Betula* – до 21

%. Пыльцевая зона Z-2 соответствует R PAZ bl 5 *Quercus–Picea* – заключительной фазе климатического оптимума, когда были распространены широколиственно-хвойные леса с ольхой и орешником.

L PAZ Z-3 (гл. 71,75–72,5 м) – отличается преобладанием в составе спектров пыльцы хвойных пород: *Pinus* – до 55 %, *Picea* – до 21 %. Количество пыльцы термофильных деревьев еще более сократилось: *Quercus* – 1–4 %, *Ulmus* – 0,3 %, *Tilia* – 0,5 %, *Corylus* – 0,3 %, *Alnus* – 3 %. Пыльцы *Betula* – до 20 %. Рассмотренная зона соответствует R PAZ bl 6 *Pinus–Picea* беловежского межледниковья и отвечает фазе развития хвойных (еловых и елово-сосновых) лесов с участием березы, ольхи и некоторых широколиственных пород, что свидетельствует о снижении теплообеспеченности территории.

L PAZ Z-4 (гл. 71,5–71,75 м) – отличительной особенностью данной пыльцевой зоны является доминирование пыльцы *Pinus* – до 74 %, *Picea* – до 18 % и *Betula* – до 23 %, а также отсутствие пыльцевых зерен термофильных пород. Локальная пыльцевая зона Z-4 отвечает R PAZ bl 7 *Pinus–Picea–Betula* беловежского межледниковья, соответствующей распространению на территории исследований хвойных елово-сосновых и смешанных хвойно-мелколиственных лесов.

Полученная спорово-пыльцевая диаграмма обладает всеми основными признаками, характерными для диаграмм беловежского межледниковья (борковского теплого интервала, согласно стратиграфической схеме четвертичных отложений Беларуси (Стратиграфические схемы..., 2010): выявленным составом палинофлоры, последовательностью пыльцевых зон, которые вполне соответствуют региональным пыльцевым зонам bl 4 – bl 7 беловежского межледниковья, значительным преобладанием пыльцы дуба и вяза среди широколиственных пород в климатическом оптимуме, отсутствием пыльцы граба, что позволяет сделать вывод о формировании изученных отложений на протяжении второй половины климатического оптимума и заключительных фаз древнейшего межледниковья плейстоцена Беларуси.

Установление беловежского возраста межледниковых отложений, вскрытых скв. 14 у д. Зуи позволяет по-иному интерпретировать возраст перекрывающей их морены и, в целом, реконструировать обстановку и последовательность седиментации отложений в окрестностях рассматриваемого древнего водоема.

Линза беловежских межледниковых отложений, как это видно на геологическом профиле (рис. 2), приурочена к верхней части долинообразного понижения, врезанного в девонские глины на 50–60 м. Заполняет это понижение песчаный материал (определено по каратажу). Вверх по разрезу, между песком и межледниковыми сапропелитами, в интервале глубин 79,6–92,8 м, бурением вскрыта песчаная толща, включающая гравий и гальку размером до 5–6 см. Такой состав отложений, заполняющих понижение, позволяет предположить, что первоначально оно было образовано в результате эрозионной деятельности речных вод. Впоследствии понижение было занято ледником, который, возможно, расширил понижение, подверг эрозии верхнюю его часть и оставил после себя грубообломочный материал. Следовательно, на месте долинообразного понижения, которое мы предлагаем считать древней речной долиной, возникла сравнительно неглубокая ледниковая ложбина. В межледниковое (беловежское) время на дне этой ложбины существовали глубокие озера, в которых накапливался сапропель. Отложения одного из таких озер, представленное уже сапропелитом, и было вскрыто скв. 14 у д. Зуи.

Что касается возраста единственной морены, перекрывающей беловежские межледниковые отложения у д. Зуи Полоцкого района, то здесь много неопределенности. Скорее всего, эту морену следует отнести к припятскому (днепровскому) оледенению. Поозерские гляциальные отложения в таком случае будут представлены толщей коричневатого-серого, разнотекстурного песка с включением гравия и гальки в интервале глубин 19,1–26,7 м (размытая морена) (см. рис. 2).

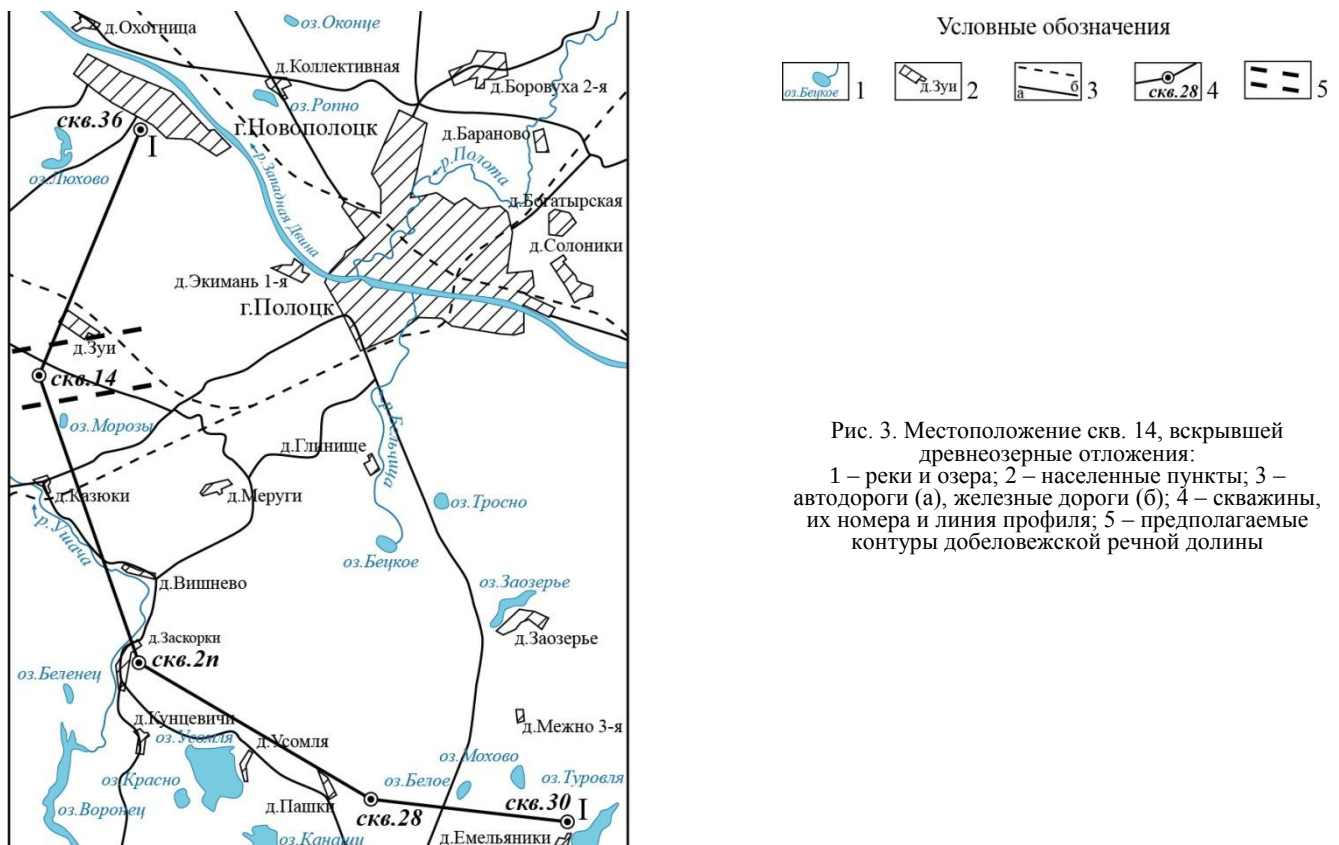


Рис. 3. Местоположение скв. 14, вскрывшей древнеозерные отложения:
1 – реки и озера; 2 – населенные пункты; 3 – автодороги (а), железные дороги (б); 4 – скважины, их номера и линия профиля; 5 – предполагаемые контуры добелевской речной долины

Таким образом, к югу от Новополоцка, вблизи д. Зуи, обнаружен фрагмент древней речной сети, существовавшей здесь в добеловежское время (рис. 3). Речная долина была унаследована ледниковой ложбиной, на дне которой в беловежских озерах накапливались сапропелиты. Геолого-палеонтологическими исследованиями выявлена также неполнота геологического разреза в толще, перекрывающей беловежские межледниковые отложения – из трех моренных горизонтов, распространенных в окрестностях Новополоцка, в рассматриваемом разрезе выявлен лишь один.

Работа выполнена частично при поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований (проект Х13ЛИТ-009).

Величневич Ф.Ю., Хурсевич Г.К., Рылова Т.Б., Литвинюк Г.И. К стратиграфии среднего плейстоцена Беларуси // Стратиграфия. Геологич. корреляция. 1997. Т. 5, №4. С. 68-84.

Рылова Т.Б. Биостратиграфическое расчленение беловежского и александрийского межледниковых горизонтов плейстоцена на территории Беларуси / Т.Б. Рылова // Докл. НАН Беларуси. – 1998. – Т. 42, № 4. – С. 114–117.

Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: Объяснительная записка. Минск, 2010. 282 с.

А. Ф. Санько

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ БЕЛАРУСИ: СТРАТИГРАФИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Сопоставление Международной стратиграфической шкалы четвертичной системы со стратиграфической шкалой четвертичных отложений Беларуси

Международная стратиграфическая шкала четвертичной системы, 2009					Общая стратиграфическая шкала (проект)			Региональные стратиграфические подразделения (проект)	
Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Возраст, млн лет	Система	Отдел	Подотдел	Надгоризонт, горизонт	
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	Плейстоценовый	Верхний	Тарантинский	0,012	ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	Плейстоценовый	Верхний	Судобльский	
				0,126				Поозерский	
		Средний	Ионинский				Средний	Муравинский	
								Днепровский	
								Александрийский	
								Березинский	
								Могилевский	
								Нижинский	
								Беловежский	
								Ясельдинский	
								Корчевский	
								Наревский	
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	Плейстоценовый	Нижний	Калабрийский	0,781	ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	Плейстоценовый	Нижний	Брестский	Руханский
									Варяжский
	Геласий			1,806				Гомельский	Рогачевский
									Жлобинский
									Ельнинский
								Дворецкий	Вселюбский
									Ольховский
				2,588					Новогрудский

четвертичным отложениям как полезному ископаемому и современному ландшафту. Отсутствие контроля со стороны ученых ведет к уничтожению таких примечательных форм рельефа как озы, камы, камовые террасы, а также валунов, озер, малых и средних рек, и, как правило, несанкционированному использованию строительных материалов.

Статус квартера и снижение его нижней границы. Эти, в основном, международные проблемы чрезвычайно актуальны и для Беларуси. Еще совсем недавно, на рубеже XX и XXI веков, шла дискуссия о понижении ранга и возможности включения четвертичной системы в состав неогена. Решительное возражение со стороны геологов четвертичников ряда европейских стран, включая Беларусь, возымели действие. Для геологов Беларуси сама постановка проблемы показалась некорректной – отложения квартера имеют здесь самое широкое распространение и резко отличаются от неогеновых образований сменой формации.

Дискуссия о статусе и объеме четвертичной системы формально завершилась с ратификацией в 2009 г. рекомендаций Международной комиссии по стратиграфии ИНКВА о понижении подошвы плейстоцена до нижней границы яруса гелазия. Таким образом, из плиоцена в плейстоцен был перемещен целый ярус, что привело к существенному увеличению объема четвертичной системы за счет изменения уровня ее нижней границы с 1,8 до 2,6 млн лет.

По-разному было воспринято решение об увеличении объема специалистами квартера и неогена. Тем ни менее во многих европейских странах, включая Россию, появились новые стратиграфические шкалы квартера с измененной нижней границей. Вариант такой стратиграфической шкалы предлагается и для четвертичных отложений Беларуси (таблица).

Понижение границы четвертичной системы в Беларуси рационально осуществить за счет включения в ее состав дворецкого горизонта плиоцена, придав ему ранг надгоризонта. Отложения дворецкого горизонта в его стратотипе разрезе Дворец Речного района имеют положительную намагниченность, соотносимую с субзоной Олдуей Международной магнитостратиграфической шкалой (Стратиграфические схемы..., 2010). Ольховские отложения дворецкого надгоризонта содержат остатки растений *Selaginella selaginoides*, *S. tetraedra* – типичных представителей гляциоплейстоцена, что свидетельствует о их формировании во время значительного похолодания (Якубовская и др., 2007).

Гомельский надгоризонт. Отложения гомельского надгоризонта исследованы слабее других подразделений плейстоцена. Это связано со спорадическим распространением и длительное время существовавшим представлением о их плейстоценовом возрасте. Первые попытки стратиграфического расчленения толщи, предпринятые Л.Н. Вознячуком и Т.В. Якубовской, позволили обособить в ней четыре горизонта – вселюбский, ельнинский, рогачевский и жлобинский. Ожидается, что стратиграфия этой толщи в будущем подвергнется существенным изменениям.

Проблемы гляциоплейстоцена. Гляциоплейстоцен – эпоха ритмического чередования межледниковых и ледниковых обстановок среднего и верхнего плейстоцена. Гляциоплейстоцен Беларуси включает следующие семь пар тесно связанных между собой ритмов (оледенение + межледниковье): 1) варяжско-ружанский, 2) наревско-корчевский, 3) ясельдинско-беловежский, 4) нижнинско-могилевский, 5) березинско-александрыйский, 6) днепровско-муравинский и 7) поозерско-голоценовый. Продолжительность одного ритма в гляциоплейстоцене составляет 100±10 тыс лет (70-90 тыс лет приходится на оледенение и 15-20 тыс лет – на межледниковье). Исходя из такой раскладки, возраст нижней границы среднего плейстоцена (0,781 млн лет) выглядит весьма убедительно. Обратим внимание, на тот факт, что взаимосвязи межледниковых отложений с предшествующим ледниковыми образованиями были гораздо более прочными, чем с осадками последующего гляциала. Например, отложения голоцена в Беларуси начали накапливаться через 7-8 тыс лет после того, как территорию покинул поозерский ледник. Интервал времени между окончанием муравинского межледниковья и появлением поозерского ледника был на порядок больше.

Известно, что толщина отложений гляциоплейстоцена изобилует перерывами в осадконакоплении, гляциотектоническими нарушениями, отторженцами подстилающих пород девона, мела, более древних четвертичных отложений. Во многих местах она подверглась экзарации и размыву с образованием глубоких ложбин ледникового выпаживания и размыва, а также речных долин, заполненных более молодыми осадками. По этим и другим причинам последовательность в накоплении отложений часто нарушена. Ледниковые отложения в разрезах конкретных скважин, как правило, представлены неполным набором моренных горизонтов. В связи с этим, методика подсчета морен сверху вниз, которой пользуются многие производственные организации при характеристике и расчленении четвертичной толщи неприемлема. Она заведомо ошибочна. Возраст межледниковых отложений, а, следовательно, и подстилающей ее морены может определяться с помощью палеонтологических и современных геохронологических методов. Исследования, проведенные белорусскими геологами-четвертичниками, показали, что на территории региона распространены морены не менее пяти оледенений, прежде всего, наревского, ясельдинского, березинского, днепровского и поозерского. Отложения варяжского и нижнинского ледниковых горизонтов представлены здесь лишь перигляциальными осадками, что позволяет сопоставлять их с эпохами «малых» оледенений, во время которых максимальная граница ледника не достигала территории Беларуси.

Проблема сожской морены. Эту проблему можно назвать инерционной. По инерции сожскую морену, залегающую с поверхности в средней полосе Беларуси, выделяют и характеризуют в качестве отдельного самостоятельного горизонта, исходя из стратиграфической схемы четвертичных отложений 1981 г. (Решения..., 1981). Некоторое основание для этого представляет и стратиграфическая схема четвертичных отложений 2010 г., в которой сожские отложения рассматриваются в качестве подгоризонта в составе припятского горизонта. Рассуждают, при этом, приблизительно так. Если сожская морена залегает с поверхности, значит, нижележащая морена днепровская, а под днепровской мореной должна находиться березинская морена. Такие рассуждения, далекие от научного подхода, ведут стратиграфическое расчленение четвертичных отложений в тупик. Исключение из стратиграфических схем шкловского горизонта автоматическим ведет к изъятию и сожского горизонта. Для того чтобы ошибки не повторялись, из стратиграфических схем следует удалить оба горизонта, вернувшись к старому пониманию термина «днепровское оледенение».

Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии / Межведомств. стратиграф. ком. СССР, 1981.— Л., 1983.— 136 с.
Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка / С.А. Кручек, А.В. Матвеев, Т.В. Якубовская и др. - Минск: ГП «БелНИГРИ», 2010. 282 с.
Якубовская Т.В., Литвинюк Г.И., Савченко И.Е., Жуковская Т.В. Палеоботанические метки геологической летописи в отложениях неогена и плейстоцена у п.г.т. Зельва Гродненской области // Літасфера, 2007. № 1 (26). С. 40–54.

А. Н. Сенько

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь

РУКОВОДЯЩИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ВАЛУНЫ СОЖСКОЙ И ПООЗЕРСКОЙ МОРЕН ГРОДНЕНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Изучение руководящих кристаллических валунов необходимо для реконструкции направления движения и путей ледниковых потоков, определения питающих провинций и получения сведений о динамике ледников. В данной статье рассматриваются особенности петрографического состава руководящих валунов сожской и поозерской морен на территории Гродненской возвышенности.

Руководящие кристаллические валуны разновозрастных морен относятся к следующим питающим провинциям: 1) Северной Швеции (кварцевые порфиры и граниты из районов Ально и Родо); 2) Средней Швеции (кварцевые порфиры и порфириты из области Даларне, стокгольм-гранит); 3) Аландских островам (граниты, кварцевые порфиры, гранофиры, рапакиви); 4) дну Балтийского моря (кварцевые порфиры и порфириты); 5) юго-западной Финляндии (мелкоовоидный гранит рапакиви); 6) средней части Южной Финляндии (уралитовые порфириты) (Астапова, 1987).

В сожской морене в пределах Гродненской возвышенности и соседних территорий выявлено преобладание среди валунов пород шведско-балтийского региона сноса, Аландских островов (около 50 % от руководящих), эффузивных пород северной и средней Швеции, дна Балтийского моря. Незначительная доля пород принесена из юго-западной Финляндии. Вместе с руководящими кристаллическими валунами установлены также валуны осадочных пород: разноцветных кварцевых и аркозовых йотнийских песчаников, серых нижнепалеозойских известняков и девонских доломитов. Особенностью сожской морены Гродненской возвышенности является отсутствие пород Выборгского массива, гогландских кварцевых порфиров, уралитовых порфиритов, широко представленных в центральной части Беларуси (рисунок 1).

Среди руководящих кристаллических валунов в поозерской морене Гродненской возвышенности по данным С.Д. Астаповой (1987) определены породы: 1) дна Балтийского моря (красный и бурый кварцевый порфир, балтийский мандельштейн); 2) Аландских островов (рапакиви Мариенхамна, кварцевый порфир); 3) шведские породы (даларнские порфиры, сиенитовый порфир, катилла-порфир, кварцевые порфиры Бредвада, Хедена и Асена); 4) юго-западной Финляндии и Ботнического залива (граниты Пярние, Ханко, Нистад, Лелайнен, Вехмаа, хельсинкит, уралитовый

порфирит Таммела, оливиновые диабазы Сатакунта, ботнический кварцевый порфир и гранофир); Юго-Восточной Финляндии (выборгиты) (рисунок 2).

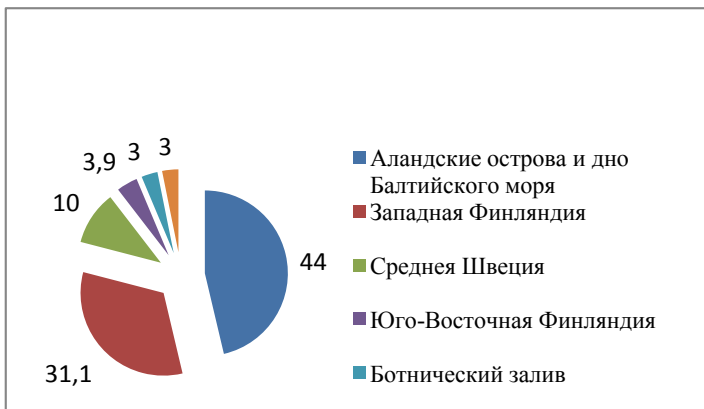


Рисунок 1. — Состав руководящих валунов сожской морены Гродненской возвышенности, % (Шемпель, 1979)

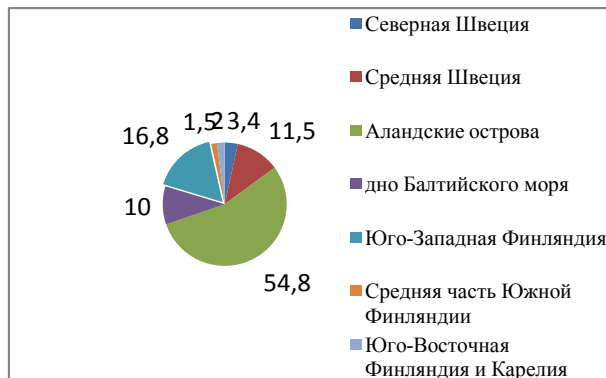


Рисунок 2. — Состав руководящих валунов поозерской морены, %

Присутствие в сожской морене валунов Шведско-Балтийского региона сноса указывает на северо-западное направление движения ледника. Северо-западные и северные ориентировки длинных осей валунов подтверждают этот вывод. Направление движения поозерского ледника практически не отличается от сожского. Приведенные данные свидетельствуют о том, что основная масса льда в поозерское время двигалась через Балтийскую котловину с северо-северо-запада или с севера-запада, о чем также свидетельствует ориентировка длинных осей валунов.

Астапова С.Д. Руководящие валуны краевых ледниковых образований Белорусской гряды // Доклады АН БССР. 1987. Т. 31, № 8. С. 747-750.
Шемпель Р.В. Петрографічний склад валунової сожської марни на Гродненській узвишшів. Мінск, 1979. — С. 147-152.

Е. А. Сиренко

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина,

ЗНАЧЕНИЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ СТРАТИФИКАЦИИ СУБАЭРАЛЬНЫХ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И НИЖНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УКРАИНЫ

В континентальном плейстоценовом разрезе платформенной Украины наиболее широко представлены субаэральные отложения, получившие значительное распространение в пределах всех крупных тектонических структур — Днепровско-Донецкой (ДДВ) и Причерноморской впадин, Украинского щита (УЩ), Донецкого складчатого сооружения и частично — Вольно-Подольской плиты. Общей особенностью строения разрезов перечисленных структур является ритмичное чередование ископаемых почв, сформировавшихся во время теплых климатических фаз, и лессов, образовавшихся на протяжении холодных этапов.

Учитывая особенности строения субаэральных образований, ведущим при их стратификации является палеопедологический метод. В то же время, согласно современному уровню требований к стратиграфической основе геолого-съемочных работ, при составлении и усовершенствовании стратиграфических схем фанерозойских отложений Украины обязательным является использование результатов палеонтологических методов исследований. Однако применение биостратиграфических методов для стратификации лессово-почвенных отложений затруднено, поскольку ископаемые почвы и лессы, в отличие от аквальных и субаквальных отложений, заметно обеднены органическими остатками, среди которых самыми представительными являются пыльца и споры древних растений. В связи с чем, спорово-пыльцевой анализ, среди палеонтологических методов, наиболее эффективен при стратиграфических построениях и корреляционных сопоставлениях субаэральных отложений.

До недавнего времени в Украине спорово-пыльцевой анализ широко использовался преимущественно для палеогеографических реконструкций и практически не применялся для стратиграфических целей. Слабо была разработана методическая основа палинотратификации плейстоценовых отложений.

Наибольшие проблемы возникают при стратификации и корреляции плейстоценовых отложений разрезов, находящихся во внеледниковой зоне из-за отсутствия четкого стратиграфического репера — морены. Заметно усложняет стратиграфические построения и корреляционные сопоставления также неполнота разрезов, обусловленная различиями палеогеографических и тектонических условий формирования неоплейстоценовых отложений в пределах отдельных регионов Украины. Это проявилось в редукции лессовых горизонтов либо сокращении их мощностей в разрезах УЩ и Донбасса, что заметно затрудняет проведение границ между звеньями (в частности, нижний — средний неоплейстоцен), а также усеченном строении педогоризонтов. Зачастую педогоризонт представлен лишь почвой раннего, или чаще всего позднего оптимума педогенеза, а почвы начальной и заключительной стадий отсутствуют.

Для многих разрезов УЩ очень актуальной является проблема установления границы между нижне- и средне-неоплейстоценовыми отложениями в случаях, когда тилигульский лесс, разделяющий лубенский педогоризонт нижнего неоплейстоцена и завадовский педогоризонт среднего — отсутствует. По палеопедологическим данным почвы верхней части лубенского педогоризонта близки к почвам нижней части завадовского педогоризонта, что заметно усложняет проведение границы между ними.

Стратификация разрезов лессово-почвенной формации по палинологическим данным вызывает заметные сложности. Помимо неполноты разрезов, они обусловлены также локальным характером спорово-пыльцевых спектров из субаэральных отложений, зависимостью их состава от палеогеоморфологических условий расположения разрезов, а также почвенно-растительной зональности.

В составе комплексов, характеризующих отложения эоплейстоцена и нижнего неоплейстоцена, в отличие от таковых среднего и верхнего, отсутствуют заметные различия между соотношениями основных групп пыльцы в составе

спектров почвенных и лессовых горизонтов. Изменения прослеживаются преимущественно на уровне экологической структуры комплексов.

В связи с вышеизложенным важным вопросом при палинологических исследованиях отложений лессово-почвенной формации является выбор критериев для интерпретации материалов с целью использования их для стратиграфических построений.

На основании анализа результатов детальных палинологических исследований эоплейстоценовых и нижнеоплейстоценовых отложений в десяти разрезах, расположенных в пределах Центрального Донбасса, Днепровско-Донецкой впадины, южной, центральной и северной частей Украинского щита, Вольно-Подольской плиты, а также обширных литературных материалов нами предложено семь критериев для палинostrатиграфии верхнеплиоценовых-нижнеоплейстоценовых отложений Украины (Сиренко, 2011). В основу палинostrатиграфии плейстоценовых отложений Украины положены закономерности смены экологического состава растительных группировок на протяжении плиоцена – раннего неоплейстоцена, происходившие под воздействием климатических флуктуаций. Под влиянием климатических сукцессий постоянно происходили изменения в составе растительных сообществ, преимущественно за счет смены соотношений в их составе растений различной экологической приуроченности. Амплитуда таких изменений была весьма значительной, что приводило к формированию широкого спектра ценозов – от широколиственно-хвойных и сосново-широколиственных до лугово-степных. Анализировались соотношения в составе спорово-пыльцевых спектров пыльники растений различной экологической приуроченности: гигрофилов и ксерофилов, термофилов и холодоустойчивых форм.

Наиболее важными из установленных критериев являются степень участия и таксономическое разнообразие в составе СПК пыльники широколиственных и термофильных пород, а также установление хронологической последовательности смены состава СПК и подкомплексов в разрезах, отражающей основные направления развития растительности.

Необходимо отметить, что вследствие сокращенной мощности педогоризонтов, а также редукции отдельных лессовых горизонтов в разрезах ряда регионов Украины затруднено использование для сопоставления одновозрастных отложений критерия «сходства пыльцевых диаграмм», получившего широкое применение при изучении аквальных плейстоценовых отложений и торфяников.

С целью корреляционных сопоставлений использован климатостратиграфический метод (Степанов, 1979), основанный на выявлении влияния климатических изменений (температурного режима и влажности) на состав растительного покрова. Установлено, что общая направленность развития растительности и последовательность ее изменения под воздействием климатических условий в пределах одной флористической провинции едины. Этот метод широко используется в палинологических исследованиях при корреляции разнофациальных неогеновых и плейстоценовых отложений (Жежель, 1990).

В результате проведенных исследований установлено четыре спорово-пыльцевых комплекса, характеризующих отложения эоплейстоцена и пять СПК – отложения нижнего неоплейстоцена платформенной Украины. Проведенные исследования показали, что для описанных СПК из отложений каждого климатолита, несмотря на ряд региональных различий, существует свой набор особенностей, а также характерных таксонов и прослежена своя последовательность смены подкомплексов, которая выдерживается для одновозрастных отложений всех разрезов вне зависимости от их географического и геоморфологического положения. Очень четко также для всех изученных разрезов выдерживаются закономерности смены состава комплексов во времени. Установленные закономерности и позволяют использовать их для стратиграфических и корреляционных построений.

Полученные материалы дали возможность более полно обосновать выделение стратонев усовершенствованной Стратиграфической схемы четвертичных отложений Украины. Так, в Стратиграфической схеме четвертичных отложений 1993 года (Стратиграфические схемы, 1993) палинологические материалы представлены очень обобщенно – для каждого климатолита графически показан лишь состав растительных группировок, что значительно усложняет использование таких данных для стратиграфических и корреляционных построений. По нашему мнению, более показательным является приведение для характеристики каждого климатолита отличительных особенностей СПК, с указанием типа комплекса, состава наиболее характерных таксонов, а также – термофильных неогеновых реликтов.

Жежель О.Н. Палинологические исследования четвертичных отложений // Практическая палинostrатиграфия. Л.: Недра, 1990. С. 202-220.

Степанов Д.Л., М.С. Месечников Общая стратиграфия (принципы и методы стратиграфических исследований). Л.: Недра, 1979. 423 с.

Стратиграфические схемы докембрия и фанерозоя Украины // Под ред. Д.Ф. Володина. К.: Геопрогноз, 1993.

Сиренко О. Палинологічні критерії стратиграфічного розчленування відкладів верхнього пліоцену-нижнього неоплейстоцену платформної України // Палеонтологічний збірник. Львів, 2011. № 43. С.23-28.

А. Г. Стельмах

Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан

ГЕОМАГНИТНЫЕ СОБЫТИЯ ГОЛОЦЕНА В РАЗРЕЗАХ ЧИРЧИК-АХАНГАРАНСКОГО РЕГИОНА

Проблема геомагнитной структуры ортохрона Брюнес, временной объем которого составляет последние 0,73 млн. лет обсуждается в литературе в течение многих лет. Начиная с середины 60-х годов XX века и в последующие годы, в ортохроне Брюнес были установлены различные по продолжительности кратковременные отклонения геомагнитного поля продолжительностью от нескольких тысяч лет до 15 тыс. лет, такие как Моно (26-28 тыс. лет), Лашамп (35-40 тыс. лет), Блейк (105-115 тыс. лет), Ямайка (~260 тыс. лет) и др. Кроме того, предложено несколько палеомагнитных шкал с расположением экскурсов, из которых наиболее полные приведены в ряде работ Г.А. Поспеловой (Поспелова, 1999; Поспелова, 2000). Проанализированный материал по геомагнитным кратковременным отклонениям, записанных в океанических и континентальных отложениях, определяет, что в ортохроне Брюнес возможны до 17 геомагнитных экскурсов (Салтыков, 2002).

В настоящее время в международной шкале геомагнитной полярности за 2012 г. самым молодым кратковременным отклонением является экскурс Гетеборг, прослеживаемый на временном рубеже 10000-15000 лет. Российские исследователи выделяют также экскурс Этрурия, датируемый 2800 лет назад, и Соловки, датируемый 6000 лет назад, требующие подтверждения (Бахмутов, 2004; Бахмутов, 2006).

В связи с этим, большой интерес представляют результаты палеомагнитного исследования континентальных голоценовых отложений Чирчик-Ахангаранского региона Узбекистана.

На рассматриваемой территории голоценовые отложения широко распространены и литологически характеризуются отчетливо выраженной слоистостью: верхние горизонты представлены чередующимися прослоями

суглинков и супесей лёссовидного облика с линзами мелкозернистого песка и глины, а в основании залегают обычно грубозернистые породы – пески с линзами супеси и гравия, гравий с включением обломков мергеля и отдельных галек. Голоценовые отложения поймы и первой надпойменной террасы рек Чирчик и Ахангаран ограничены рамками русла и представлены от суглинков до песка и галечников включительно.

Для установления геомагнитных событий голоцена был проведен сплошной отбор палеомагнитных образцов и образцов-дублей с каждого уровня опорных разрезов. При этом больше изучены террасовые разрезы и незначительно склоновые и водораздельные. Тем не менее, были охвачены все генетические и литологические разновидности пород, пригодных для палеомагнитного изучения.

Палеомагнитные лабораторные измерения образцов проводилась по стандартной методике. Образцы подверглись измерению естественной остаточной намагниченности (ЕОН) и магнитной восприимчивости (МВ). В ходе лабораторных исследований для выделения стабильной компоненты из суммарного вектора ЕОН в образцах применялись также магнитные чистки: переменным магнитным полем и температурой.

Температурная чистка, которой было подвергнуто почти 100% всей коллекции, проводилась до температур (300-700) °С с шагом (50-100) °С. При этом разрушение нестабильной компоненты вектора ЕОН в породах наблюдалось при температурах (100-300) °С.

Магнитная чистка переменным магнитным полем (h-чистка) для 80% коллекции проводилась до (300-600)э с шагом (50-100)э. Для исследованных отложений область разрушения нестабильной компоненты вектора ЕОН чаще всего располагалась в интервале (100-300)э. Магнитные чистки позволили определить в исследуемых породах стабильную компоненту вектора ЕОН.

В целом, установлено, что ЕОН голоценовых отложений Чирчик-Ахангаранского региона изменяется в широких пределах (2,0-52,0)·10⁻⁶СГС при среднем значении ЕОН равном 24,0·10⁻⁶СГС, а МВ варьирует в пределах (12,0-90,0)·10⁻⁶СГС при среднем значении МВ равном 30,0·10⁻⁶СГС. При этом отмечается, что с начала голоценовой эпохи ЕОН уменьшается от 52,0·10⁻⁶СГС до 2,0·10⁻⁶СГС, а МВ увеличивается от 12,0·10⁻⁶СГС до 90,0·10⁻⁶СГС. Увеличение МВ объясняется укрупнением фракции ферромагнитных минералов. Низкие значения ЕОН соответствуют периодам кратковременного отклонения геомагнитного поля.

Отображение геомагнитной структуры в намагниченности голоценовых отложений рассматриваемого региона показывает, что отложения второй надпойменной террасы в пределах реки Чирчик намагничены по направлению современного магнитного поля Земли (среднее значение склонения равно 35°; среднее значение наклонения равно 58°). Однако в верхней части пролювиальных и делювиальных лёссово-почвенных отложений в нескольких разрезах установлен кратковременный полярный экскурс (максимальное значение склонения равно 178°; максимальное значение наклонения равно 38°). Отложения поймы и первой надпойменной террасы, сложенной в верхней части аллювиальными суглинками, намагничены по направлению современного магнитного поля Земли (среднее значение склонения равно 5°; среднее значение наклонения равно 58°).

При палеомагнитном изучении голоценовых отложений в пределах реки Ахангаран только в одном разрезе в делювиальных суглинках был установлен кратковременный обратный эпизод геомагнитного поля (среднее значение склонения равно 180°; среднее значение наклонения равно -58°). Здесь отложения поймы и первой надпойменной террасы также намагничены по направлению современного магнитного поля (максимальное значение склонения равно 5°; максимальное значение наклонения равно 58°).

Наряду с речными отложениями рек Чирчик и Ахангаран изучены голоценовые толщи предгорных шлейфов, мощность которых не превышает 3 м. Палеомагнитное изучение показало, что данные отложения намагничены так же, как террасовые отложения, главным образом, по направлению современного магнитного поля Земли. Однако, в зоне прямой полярности зафиксирован один полярный эпизод геомагнитного поля (среднее значение склонения равно 186°; среднее значение наклонения равно -52°).

В общем, на примере палеомагнитного изучения разрезов Чирчик-Ахангаранского региона в геомагнитной структуре голоцена установлены один экскурс, возраст которого определен в 7800 лет, и два эпизода – 5700 лет и 1600 лет (Степных, 2010).

Поспелова Г.А., Шаронова З.В. Напряженность геомагнитного поля 53-22 тыс. лет назад // Физика Земли. 1999. № 9. С. 74-83.

Поспелова Г.А. Экскурсы геомагнитного поля хрона Брюнес и глобальные климатические изменения // Физика Земли. 2000. № 8. С. 3-14.

Салтыков В.Ф., Поспелова Г.А. Уточнение возраста геомагнитных экскурсов хрона Брюнес // Проблемы геологии Европейской России: Тез. докл. Всерос. науч.-практ. конф. 29-31 октября 2002. Саратов, 2002. С. 53-54.

Бахмутов В.Г. Связь вариаций геомагнитного поля с палеоклиматическими изменениями в центральной и Северной Европе за последние 12500 лет // Геофизический журнал. 1999. № 4. С. 40-58.

Бахмутов В.Г. Палеогеомагнитные вариации. Киев: Наук. думка, 2006. 296 с.

Степных А.Г. Магнитостратиграфия голоценовых отложений бассейна реки Чирчик: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ташкент: НУУз, 2010. 26 с.

Н. Г. Судакова, А. И. Введенская, Г. М. Немцова

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, географический факультет, г. Москва, Россия

СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД К ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКЕ УСТОЙЧИВОСТИ МОРФОЛИТОСИСТЕМ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Изучение истории развития плейстоценового рельефо- и осадкообразования имеет важное научное и практическое значение, способствуя достижению более достоверной оценки состояния геоэкологической устойчивости окружающей среды с учетом как палеогеографического развития геосистем, так и тесно связанных с ним современных экзогенных процессов (Судакова и др., 2010). Региональные особенности морфолитообразования предопределены сложным взаимодействием зонально-географических и провинциально-геологических системообразующих факторов: орографии и геологического строения подстилающей поверхности, динамико-генетической специфики, ландшафтно-географических условий. Выявление региональных пространственных и временных закономерностей формирования морфолитосистем с целью прогнозирования геоэкологической напряженности особенно актуально для древнеледниковой области Русской равнины, неоднородной в геологическом, неотектоническом, геоморфологическом, стратиграфическом и ландшафтном отношении, что требует системной организации комплексного исследования.

Поиск закономерностей региональных особенностей морфолитосистем осуществляется с помощью литолого-геоморфологических карт, составленных по разновозрастным палеогеографическим срезам от морфолитоформ коренного основания до проявляющихся современных экзогенных процессов (Палеогеографические закономерности..., 2013; Судакова и др., 2008; 2010). Важным звеном в геоэкологической оценке устойчивости морфолитосистем является

анализ особенностей геологического строения подстилающей поверхности. Формирование морфолитоструктур коренного основания в значительной мере предопределено литологией пород. В частности, положительные морфолитоструктуры обусловлены участием в их строении прочных известняков и доломитов карбона. Морфолитоструктуры коренного основания, в свою очередь, определяют структуру и динамику ледниковых покровов, оказывают влияние на экзарационно-аккумулятивные и другие экзогенные процессы, суммарно влияющие на степень устойчивости морфолитосистем Русской равнины. В результате фундаментального исследования морфолитосистем установлены: а) геологическая и орографическая унаследованность; б) субширотная палеогеографическая зональность в связи с разновозрастными ледниковыми покровами; в) ландшафтно-географическая зависимость интенсивности экзогенных процессов. Наряду с пространственной дифференциацией характерных показателей отчетливо прослеживаются тенденции их возрастной изменчивости – ритмичность и направленность.

Региональные подразделения эколого-палеогеографического районирования Русской равнины

Единицы районирования			Факторы формирования морфолитосистем			Устойчивость морфолитосистем (в баллах)
ПГ зоны	Провинции	Области	Абс. отметки поверхности (м)	Мощность четвертичного покрова (м)	Преобладающие экзогенные процессы	
os - kl	I. Валдайско-Вепсовская-возвышенность на карбонном плато	1. Ледниковая холмисто-грядовая возвышенность	250-310	20-60	К, Б	2
	II. Белозерская равнина на палеозойском основании	2. Моренно-зандровая равнина с краевыми грядами	120-250	20-60	К, Б	1-2
	III. Онего-Сухонско-Двинское плато на пермском основании	3. Воже-Кубенская озерно-ледниковая ложбина	100-150	10-50	Б, С	2
ms	IV. Плато Северные Увалы на пермо-триасовом основании	4. Харовско-Верхневская ледниковая возвышенность	150-250	10-50	С, Б, К	2
	V. Вяземская возвышенность на палеозойско-мезозойском основании	5. Ледниково-эрозийное плато	150-260	20-100	С, К	2-3
		6. Вяземско-Уваровская ледниково-эрозийная возвышенность	250-320	60-100	С	2
		7. Угрюмовская моренно-зандровая равнина	150-200	20-50	С, О, К	2
		8. Спас-Деменская ледниковая возвышенность и Жиздринская равнина	150-270	20-70	О, К	2
kl	VI. Окско-Верхневолжская равнина на мезозойском основании	9. Бежецкая ледниково-аккумулятивная возвышенность	150-250	10-70	С	2
ms		10. Верхневолжская озерно-ледниковая низина	80-150	5-80	Б, А, Оп, С	2
		11. Вологодско-Даниловская ледниково-аккумулятивная возвышенность с грядами и холмами	125-230	20-130	С, Оп.	2-3
		12. Борисоглебско-Ивановская ледниковая равнина	90-290	60-100	С, О	2
dn		13. Унжинско-Клязьминская задрово-водноледниковая аллювиальная равнина	100-180	20-80	Б, Оп, А	3, 1-2
ms		14. Клинско-Дмитровская ледниковая возвышенность	200-290	10-60	Оп, С	1-2
ms-dn		15. Москворецкая ледниково-эрозийная равнина	175-200	10-25	О, Оп, К	1-2
		16. Мещерская-аллювиально-зандровая низина	100-170	10-40	Б, К	1-2
dn	VII. Среднерусская возвышенность на палеозойско-мезозойском основании	17. Цнинско-Клязьминское моренное плато	150-185	15-20	К, О, Оп, С	1
dn-dns		18. Калужско-Чкалинское ледниково-эрозийное плато	170-250	15-20	С, О, К	1-2
ok-dns		19. Тульско-Оскольская денудационно-эрозийная возвышенность	200-300	15-45	К, О, С, П	1
	dns	VIII. Окско-Донская неогеновая равнина	20. Цнинско-Мокшинская моренно- и долиново-зандровая равнина	150-215	15-20	П, С
		21. Воронежско-Новохоперская аллювиально-зандровая равнина	160-200	25-50	О, П	2

Примечания Обозначения экзогенных процессов: О – овражно-балочные; Оп. – оползни; А – абразия; С – комплекс склоновых процессов; К – карст; П – просадки; Б – заболачивание, торфообразование (пожароопасность при иссушении). Оценка степени устойчивости морфолитосистем: 1 – неустойчивая; 1-2 – слабоустойчивая; 2 – среднеустойчивая; 3 – относительно устойчивая.

В качестве конструктивного методологического подхода к решению проблем региональных особенностей морфолитосистем предложено комплексное эколого-палеогеографическое районирование территории на основе установленных пространственно-временных закономерностей развития геосистем. На составленной для обширной территории обобщающей карте (Судакова и др., 2008) с учетом геологических, тектонических, геоморфологических и палеогеографических факторов выделены и комплексно охарактеризованы единицы районирования: палеогеографические разновозрастные зоны, 8 провинций, 21 область. В таблице приведена с сокращениями классификационная легенда к карте эколого-палеогеографического районирования с результирующей порайонной экспертной оценкой геоэкологической устойчивости морфолитосистем в трехбалльной шкале.

Порайонная геоэкологическая оценка характеризует регионы с различной устойчивостью. Из анализа карты следует, что наиболее стабильное состояние устойчивости окружающей среды (2-3 балла) свойственно областям, отличающимся мощными ледниковыми аккумуляциями на слабо расчлененной равнине, преимущественно в тылу границы московского оледенения (провинции IV, VI – область 11). Относительно низкая природная устойчивость (1-2 балла) характерна для СЗ областей с неглубоким залеганием карстующихся пород и изменчивым строением и мощностью рыхлых отложений (II провинция). Невысокая геоэкологическая устойчивость на юго-восточной окраине зоны покровных оледенений обусловлена активными эрозийно-денудационными процессами, наличием мощного лёссового покрова с просадочными явлениями (области 17, 18, 19) (см. таблицу).

Таким образом, системная организация районирования с использованием определенных преимуществ комплексного эколого-палеогеографического районирования при выявлении пространственно-временных закономерностей изменчивости

показателей геосистем позволяет получить интегральную адресную оценку их устойчивости. Проведенное сопряженное изучение территориального разнообразия морфолитоструктур в их развитии повышает надежность оценок геоэкологического состояния природного комплекса, позволяет получить интегральные и адресные оценки возможных последствий чрезвычайных природных и техногенных ситуаций.

Системный анализ морфолитогенеза на основе комплексного эколого-палеогеографического районирования с полным основанием можно рассматривать в качестве перспективного палеогеографического направления геоэкологических исследований и рационального природопользования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00222).

Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины // Районирование. Стратиграфия. Геоэкология. Москва, МГУ, географический факультет, 2013. 95 с.

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М. Палеогеографическая экспертиза устойчивости геосистем - новое направление в исследовании геоэкологии (на примере Русской равнины) // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып.2. Сборник научных трудов. М.: Географический факультет МГУ, 2008. С. 245-252.

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М. Палеогеографический подход к геоэкологическим оценкам территории Русской равнины // Инновации в геоэкологии: теория, практика, образование. М., 2010. С. 155-160.

Х. А. Тойчиев, А. Г. Стельмах

Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ НУРАТА В СТРАТИФИКАЦИИ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА

Территорию Узбекистана охватывают две геотектонические области – платформенная и орогенная. Внутри каждой области эоплейстоценовые отложения отличаются литологическим составом и невыдержанностью мощностей, обусловленные деталями геологического строения и амплитудой новейших тектонических движений. Все это определило различие в литологическом составе, неравномерности мощностей и неоднозначности залегания эоплейстоценовых отложений.

До настоящего времени среди исследователей существуют разногласия по вопросу выделения эоплейстоценовых отложений. Так, например, в стратиграфической схеме четвертичной системы Узбекистана к раннечетвертичным отложениям в горной части были отнесены образования нанайской террасы, на равнине к ним условно привязывали верхнюю часть континентальных красноцветных отложений, сложенных плотными алевритами, мергелями, заглипсованными глинами и суглинками и известными под названием «шош» (Тойчиев, 2009). Однако, эти толщи осадков по литогенетическим признакам никак не сопоставляются между собой. В рассматриваемой схеме отложения нанайской террасы придана роль регионального стратотипа раннечетвертичных отложений, а все остальные литогенетические типы осадков рассмотрены как аналоги их и объединены в единый комплекс. Выделенный стратотип характерен только для данного литогенетического типа осадков, а все остальные, ввиду отсутствия критерия сопоставляются условно; не ясны стратиграфическая полнота и возраст стратотипа, объём, нижние и верхние его границы.

Возможность прослеживания эоплейстоценовых отложений Узбекистана в пределах как одного района, так и в целом в региональном масштабе и другие вопросы остаются открытыми. В связи с этим выявление палеомагнитных особенностей отложений эоплейстоцена представляется наиболее перспективным при решении проблемы их хроностратиграфии. В настоящее время в международной шкале геомагнитной полярности 2012 г. отложения эоплейстоцена соответствуют обратной полярности хрона Матуяма и ее верхняя граница проходит на уровне инверсии Матуяма-Брюнес.

Изученные разрезы континентальных эоплейстоценовых отложений в пределах орогенной области Узбекистана, в основном, представлены делювиальными лёссово-почвенными породами. Естественная остаточная намагниченность пород эоплейстоцена изменяется в пределах $(0,5-12,8) \cdot 10^{-6}$ СГС при среднем ее значении, равном $7,6 \cdot 10^{-6}$ СГС, а магнитная восприимчивость в пределах $(9,2-26,4) \cdot 10^{-6}$ СГС при среднем ее значении равном $21,6 \cdot 10^{-6}$ СГС. Высокие значения магнитной восприимчивости в эоплейстоценовых отложениях характеризуются относительно высокой концентрацией ферромагнитных материалов. Палеомагнитные свойства погребённых почв в отложениях эоплейстоцена слабо выражены и практически не отличаются от палеомагнитных свойств почвообразующих пород. Здесь эоплейстоценовые отложения в полных разрезах расчленены шестью обратно и столько же прямо намагниченными горизонтами и образовались в эпоху обратной полярности Матуяма (Тойчиев, 2007).

В платформенной области аналогичная намагниченность установлена в верхнеплиоценовых морских отложениях неогена. Учитывая то, что в раннечетвертичное время на рассматриваемой территории одна часть развивалась в платформенном режиме с морским условием, а другая часть – в орогенном режиме, с континентальными условиями, вполне возможно формирование в раннечетвертичное время как морских, так и континентальных отложений. Исходя из сходства геомагнитной полярности и развития геолого-тектонических событий, следует считать, что верхнеплиоценовые отложения платформенной области являются морским аналогом континентальных четвертичных отложений (Тойчиев, 2007).

Среди изученных разрезов эоплейстоценового возраста на территории Узбекистана, наиболее полным, базовым, может служить разрез Нурата, который расположен на южном склоне Нуратинского хребта. Рассматриваемый разрез в предгорьях Нуратинского хребта общей мощностью 50 м несогласно залегают на палеозойских отложениях. В разрезе было выделено девять слоёв. В частности, плейстоценовые отложения представлены делювиально-пролювиальными образованиями и слагают верхние слои (1-4) мощностью 5,0 м, эоплейстоценовые отложения слагают среднюю и нижнюю часть разреза. При этом средняя часть разреза (слой 5) мощностью 32,0 м представлена плотными, известковистыми, желтовато-коричневыми алевритами, а нижняя часть разреза (слои 6-8) мощностью 15,0 м представлена делювиально-аллювиальными образованиями с прослоями и линзами плотных, сильно известковистых алевритов. Нижний слой не выдержан как по площади, так и по вертикали и часто, в зависимости от месторасположения разреза, верхние слои, то залегают на коренных породах, то на крупнообломочных слабо цементированных делювиальных отложениях или на маломощных аллювиальных конгломератах.

Было отобрано 1750 ориентированных образцов для палеомагнитного изучения. Изучение магнитных свойств пород показало, что естественная остаточная намагниченность (ЕОН) пород по профилю разреза изменяется в пределах $(0,1-18,0) \cdot 10^{-6}$ СГС при среднем значении ЕОН равном $3,8 \cdot 10^{-6}$ СГС. Намагниченность пород по разрезу изменяется равномерно, незначительно отклоняясь в ту или иную сторону от среднего значения, отдельные скачки отмечаются у единичных образцов в нижней части слоя 6, вероятнее всего связанные с изменением состояния магнитного поля Земли.

Магнитная восприимчивость (МВ) пород разреза изменятся в пределах $(1,0-2,8) \cdot 10^{-6}$ СГС при среднем значении МВ равно $2,0 \cdot 10^{-6}$ СГС. Незначительное увеличение значений МВ отмечается в верхней части слоя 6, связанные с последующими постседиментационными изменениями в породе.

Детальные палеомагнитные исследования показали, что отложения разреза намагничены прямой и обратной полярности. Всего в разрезе зафиксировано шесть обратных и столько же прямо намагненных горизонтов. Обратно намагненные зоны разреза имеют следующие направления, т.е. среднее значение склонения равно 187° , среднее значение наклонения равно -58° , а прямо намагненные зоны разреза – среднее значение склонения равно 7° , среднее значение наклонения равно 58° .

В заключении отметим, что данный разрез один из полных в палеомагнитном отношении не только на юго-западе Узбекистана, но и в целом во всем регионе и может служить региональным палеомагнитным эталонным разрезом для отложений эоплейстоцена.

Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г. Основные проблемы стратиграфии эоплейстоценовых и плейстоценовых отложений Узбекистана и пути их решения // Вестник НУУз. 2009. № 4/1. С. 32-35.

Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г. Палеомагнитные исследования эоплейстоценовых отложений орогенной области Узбекистана // Вестник НУУз. 2007. № 1. С. 81-86.

Е. Ю. Трацевская, А.П. Гусев

Учреждение образования «Гомельский государственный университет имени Ф. Скорины», Гомель, Беларусь

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ В КОНЦЕПЦИИ ПРАВИЛ СОСТАВЛЕНИЯ ГОСУДАРСТВЕННОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ (ГОСГЕОЛКАРТЫ-200)

В последнее время в Республике Беларусь в связи с созданием и изданием госгеолкарты-200 для обсуждения Министерством природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь представлены два документа: ТКП/РП «Правила составления и подготовки к изданию листов государственной геологической карты Беларуси масштаба 1:200000» (далее – ТКП/РП) и СТБ/РП «Условные обозначения к картам геологического содержания» (далее СТБ/РП). Кроме того в 2010 году изданы «Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси».

В состав комплекта Госгеолкарты-200 в качестве обязательного компонента включена геологическая карта четвертичных образований. В связи с этим в названных документах геология четвертичных отложений в различных ракурсах рассмотрена достаточно подробно.

В принципе геологию четвертичных отложений можно обсуждать с двух позиций. Первая разрабатывается обновленная модель отложений четвертичной системы, которая позволит наиболее эффективно решать задачи, стоящие перед наукой и практикой. Вторая – приближение к истине, т.е. рассматривается чисто научный аспект. В ТКП/РП четко сформулировано, что Госгеолкарта-200 создается и издается как основной источник информации для обоснования прогнозных ресурсов всех видов полезных ископаемых и решения крупных республиканских и региональных проблем развития минерально-сырьевой базы, охраны окружающей среды и других аспектов хозяйственной деятельности и регулирования недропользования, поэтому мы остановимся на первой позиции. Т.е. пользователями карты четвертичных отложений должны быть различные, в том числе и производственные организации.

Важной проблемой является установление нижней границы четвертичной системы. Согласно предложениям МКС (Международной комиссии по стратиграфии) в настоящее время в состав четвертичной системы включен гелазий, соответственно нижняя граница четвертичной системы (т.е. граница неоген–квартер) датируется 2,6 млн. лет назад. На этом уровне располагаются граница между палеомагнитными ортозонами Матюяма-Гаусс. Граница гелазий–калабрий (прежняя граница четвертичной системы) определена на уровне 1,8 млн. лет и проходит внутри малоомощного интервала обратной полярности в нормальнополярной субзоне Олдувей. Магнитостратиграфические границы могут быть глобально прослежены в толщах различного происхождения, что обуславливает ее преимущество перед другими типами границ, но их корректная идентификация требуют контроля различными методами.

Ряд российских геологов считает, что при стратификации и картировании четвертичных образований на территории России эта граница трудно опознаваема и понижение границы квартера до уровня 2,6 млн. лет (в объеме гелазского яруса) для России предпочтительнее (Борисов, 2010; Шкатова, 2012). Признается, что для территории России уровень 2,6 млн. лет – это важный климато-биомагнитостратиграфический и тектонический рубеж, удобный критерий для межрегиональных корреляций при геологическом картографировании. На глобальном уровне с этим рубежом связано похолодание климата внетропических широт, образование ледниковых покровов, шельфовых ледников и многолетнего пака в Северном Ледовитом океане, рост площадей арктической, субарктической и антарктической зон, образование вечной мерзлоты. Такие изменения фиксируются и на территории Беларуси. Похолодание климата на территории Беларуси прослеживается по палинологическим данным и семенной палеофлоре в ольховских слоях и верхней части дворцевого горизонта (Геология Беларуси, 2001; Velichkevich, 2007).

Представляется, что в стратиграфических схемах отложений Беларуси необходимо понизить границу четвертичной системы до уровня 2,6 млн. лет и ввести в ее состав дворецкий горизонт, который коррелирует с гелазием Международной стратиграфической шкалы (МСШ). Оптимальным вариантом является максимальное приближение схемы четвертичной системы и неогена Беларуси к МСШ.

Для того, чтобы в меньшей степени нарушать укоренившуюся с 1981 г. в практической геологии систему индексов, представляется целесообразным использовать индексацию общей стратиграфической шкалы (ОСШ) (Жамойда, 2013).

На наш взгляд в рассматриваемых документах недостаточно проработана система понятий, в которой большую роль играет генетическая классификация четвертичных отложений. В настоящее время, например, существует хорошо обоснованная общая классификация генетических типов отложений (Фролов, 1995). Приведенная в ТКП/РП фацально-генетическая классификация на первый взгляд является менее удачной. По крайней мере, представляется необходимым хоть какое-то обоснование применения именно этой классификации. Содержание документов не всегда адаптировано к условиям Беларуси. Например, такие фации элювиальных отложений как литомарж, кираса, латерит вряд ли имеют место быть в четвертичной толще рассматриваемой территории (таблица 1 ТКП/РП); равно как и «тектонические разрывы четвертичного возраста» (п. 5.13 СТБ) и т.д.

Рассматриваемые документы между собой плохо согласованы. Так, во-первых, в СТБ п. 5.9 мы читаем: «На ГКЧО показываются: генетические типы четвертичных отложений и их возраст ...». В п. 6.2 ТКП по этому поводу записано, что «фацально-генетическое расчленение четвертичных образований должно быть выполнено с детальностью, приведенной в

таблице 1», в которой дана общая классификация четвертичных образований от классов по фаций включительно. Так что же следует показывать на карте генетические типы или все подразделения, включая фации?

Во-вторых, в рассматриваемых документах взяты без всякого обоснования различные классификации четвертичных отложений, что вызывает недоумение. Так, в ТКП/РП озерные отложения не выделены как генетический тип, а в ранге типов приведены озерный ундальовий, озерный нефеллоид, озерный хемогенный, озерный биогенный. Возникает вопрос почему проигнорированы, например, озерный декливиий или перлювий. В СТБ/РП указаны озерные отложения (лимний) как, по-видимому, генетический тип отложений без дальнейшего их расчленения по происхождению и т.п.

В условных обозначениях (СТБ/РП приложение Б) необходимо уточнить, например, при расшифровке индекса e_dQ_{4sd} действительно это элювий и делювий (расчлененные), или это элювиально-делювиальные нерасчлененные отложения, или парагенетическая ассоциация. При наличии подобных индексов п. 5.9 СТБ должен быть дополнен, например, следующим образом: генетические типы и парагенетические ассоциации четвертичных отложений... Название четвертой графы приложения Б (СТБ) «Наименование стратиграфических подразделений» не соответствует ее содержанию. Там же индексы лимния и лессоида показаны прописными буквами латинского алфавита, а всех остальных генетических типов – строчными. Нельзя забывать о том, что для выполнения условий кондиционности на картах должны быть выделены все элементы размером не менее 2 мм, т.е. при масштабе 1:200 000 должны быть отражены все объекты, имеющие протяженность не менее 400 м на местности. Вызывает сомнение, что отложения выделенных в ТКП/РП определенных фаций, их групп, генетических типов или подтипов имеют такую протяженность. Отражение их немасштабными знаками на карте вряд ли целесообразно, т.к. может привести к перегруженности последней.

Одним из недостатков является отсутствие стандартизации используемой геологической терминологии и унификации терминов в рассматриваемых документах. Некоторые из них характеризуются немотивированностью формы; неоднозначностью, отсутствием определений понятий и сопоставимости с другими (например, в инженерной геологии) терминосистемами (лессовый, лессовидный, лессоид; морена, тилл; отложения, образования), различными вариантами написания (палюстрий и паллюстрий в СТБ/РП и ТКП/РП соответственно) и т.д. Вызывает сомнение целесообразность применения новых терминов для понятий, уже имеющих соответствующие названия, или иностранных терминов, являющихся абсолютными или частичными синонимами хороших, ясных названий (болотные отложения – палюстрий, морена тилл и т.д.), а также новых лексических сокращений (эоловые отложения эолий, техногенный техноген и т.д.). Подобные недостатки могут приводить к различному пониманию одних и тех же терминов, что вносит путаницу в научную и учебную литературу и совершенно недопустимы в нормативной литературе.

При этом нельзя забывать о том, что существуют две степени обязательности терминосистемы, связанные с особенностями ее употребления (Граудина). В том случае, когда излишне жесткие нормы могут помешать развитию творческой мысли (сфера науки), кодификация принимает форму рекомендации наиболее правильных с точки зрения геологического терминоведения терминов, а ее результатом является сборник рекомендуемых терминов. Если же отступления от **точного однозначного употребления термина** недопустимы (в сфере производства), кодификация принимает форму стандартизации и результатом ее является государственный (или отраслевой) стандарт на термины и определения (например, СТБ). Терминологический стандарт представляет собой правовой документ: законодательное закрепление в нем употребления терминов вызвано необходимостью их однозначного понимания в различных областях действительности: производстве, управлении и т.д. Таким образом, он (стандарт) влияет на правильность понимания и точность выполнения всех операций в геологической отрасли. Следовательно, учитывая ранг заявленных документов (ТКП и СТБ), необходимо создание системы терминов, соответствующей корректной системе понятий.

Борисов Б.А. Об изменении уровня нижней границы четвертичной системы и уточнении возраста границ ее основных подразделений // Региональная геология и металлогения. 2010. № 41. С. 26-28.
Геология Беларуси / А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкий, А.В. Матвеев и др. – Мн.: Ин-т геологических наук НАН Беларуси, 2001. – 815 с.
Граудина Л.К., Ширяев Е.Н. Культура русской речи. Учебник для вузов. WWW. Gumer.info / biblotek_Buks / .../26.php
Жамойда А.И. Общая стратиграфическая шкала, принятая в СССР-России. Ее значение, назначение и совершенствование. –С.Петербург: ВСЕГЕИ, 2013. – 24 с.
Фролов В.Т. Литология, книга 3 М.: МГУ, 1995. 352с.
Шкатова В.К. Предложения по структуре общей стратиграфической шкалы кватерца // Региональная геология и металлогения. 2012. № 52. С. 23-25.
Velichkevich F., The state of investigation of the Upper Pliocene Dvoretz flora (SE Belarus) / F. Velichkevich, E. Zastawniak // Acta Palaeobotanica. – 2007. – vol. 47(1). – P. 261–273.

И. С. Чернец

Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина

ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ СЕРИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДА УКРАИНЫ И ИХ ОХРАНА

В плейстоцене павнинная территория запада Украины неоднократно называлась в пепигляциальных условиях. Здесь сформировалась мощная (до 30 м и более) толща субэвальных отложений – лёссов ниже-верхнеплейстоценового возраста. Лёссы имеют повсеместное распространение за исключением пойм рек, а также наиболее крутых денудационных участков склонов.

Пепигляциальная лессовая толща на павнинах западной части Украины состоит из пяти самостоятельных лессовых палеопочвенных и палеокриогенных горизонтов. Украинскими исследователями, которые работают в тесном сотрудничестве с польскими, белорусскими, литовскими, русскими и лугскими специалистами, сделано много в изучении этой толщи. В частности, изучено огромное (свыше 2 тысяч) количество разрезов плейстоценовых отложений, разработаны стратиграфическая, инженерно-стратиграфическая, а также схема развития палеокриогенеза и другое (Богущий, 1986, 1987; Богущий (пер.). 2009; Madevska (ред.). 2002).

Многие из изученных разрезов лессово-почвенной серии являются опорными и опубликованы не только в Украине, но и за ее пределами. Среди них Концев. Боянич. Гогохов. Торчин. Лубно. Басов Квт. Ровно (Волынская возвышенность). Шаровечка. Лысогора. Волочиск. Великий Глубочек. Скала-Подольская (Подольская возвышенность). Галич. Колодиев. Загвоззь. Топгановичи. Маринополь (Пелкапатке) и др. Опорные разрезы демонстрировались на серии международных семинаров по проблемам геологии и палеогеографии плейстоцена.

Опорные разрезы лёссово-почвенной серии – ценные геологические объекты. Они являются стратотипами лессовых, палеопочвенных и палеокриогенных горизонтов плейстоцена (например, гогоховского, концевского ископаемых почвенных комплексов, лубкой и дубновской ископаемых почв, торчинского, ровенского и басовкутского палеокриогенных горизонтов и др.).

Разрезы Концев и Боянич солепжят большинство из выделенных палеопочвенных и палеокниогенных горизонтов лёссово-почвенной серии и являются одними из наиболее полных лёссовых разрезов Европы. В опорных разрезах Ровно, Торчин и Галич наиболее полно представлены отложения верхнего плейстоцена. В разрезе Ровно раскрыты крупнейшие (до 7 м вертикальной мощности) псевдоморфозы по полигонально жильным льдам. В разрезах Кополово (Закарпатье), Скала-Подольская и Загвоздь зафиксирована граница палеомагнитных эпох Брюнес/Матяма, а следовательно, они могут быть использованы для межрегиональных корреляций. Опорные разрезы Великий Глубочёк, Галич, Пронятин, Буглов являются многослойными палеолитическими памятниками.

Большинство опорных разрезов лёссово-почвенной серии плейстоцена западной части Украины до сих пор не имеют природоохранного статуса, поэтому проблемы их сохранения являются очень актуальными. Остановимся на некоторых из них.

1. Часть опорных разрезов лёссово-почвенной серии расположена на территории действующих (зачастую приватизированных) карьеров кирпичного сырья, что существенно усложняет процесс их сохранения. Добыча сырья приводит к повреждению отдельных стенок или к полному разрушению разрезов.

2. Работа по охране ценных опорных разрезов лёссово-почвенной серии недостаточная.

3. В процессе присвоения объектам природоохранного статуса не всегда в полной мере учитывается научное значение разрезов. Несомненно, что некоторые опорные разрезы заслуживают более высокого природоохранного статуса.

В большинстве случаев опорные разрезы лёссово-почвенной серии относят к стратиграфическим памятникам природы, учитывая то, что они позволяют определить последовательность залегания отложений, дают в первую очередь всю необходимую стратиграфическую информацию. Это, без сомнения, верно, но без внимания остается тот факт, что часто опорные разрезы лёссово-почвенной серии дают не только стратиграфическую, но и геохронологическую, палеонтологическую и другую информацию. Непенно в них встречаются палеолитические стоянки, а следовательно, разрезы солепжят важную археологическую информацию. Обобщив весь этот материал, можно получить весомые палеогеографические данные как о процессах накопления отложений, изменения рельефа, климата, растительного и животного мира в антропогене, так и о заселении территории древним человеком, эволюции палеолитических культур. Полученные материалы можно использовать и для прогноза изменения климата в будущем. Учитывая многогранность всех этих данных, опорные разрезы лёссово-почвенной серии есть все основания относить к комплексным геологическим памятникам природы.

4. Организация охраны и мониторинга не имеет четкой эффективной системы. Контролирующие организации устанавливают лишь факт повреждения или уничтожения объектов, не осуществляя своевременного контроля состояния опорных разрезов и их охраны.

5. Популяризация знаний об опорных разрезах лёссово-почвенной серии находится на начальном уровне и ограничивается изданием научных публикаций, доступных лишь небольшому кругу заинтересованных лиц.

Необходимо публиковать статьи о ценных опорных разрезах лёссово-почвенной серии не только в научных изданиях, но и в популярных среди молодежи журналах и в сети Интернет, готовить брошюры и буклеты, распространять их среди населения. Важно провести фото- и видеосъемки опорных разрезов, создать учебные и научные видеофильмы, которые демонстрировали бы собственно геологические обнажения, особенности ландшафтов, среди которых они расположены, а также те обнажения, которые уже испытали антропогенную нагрузку, частично или полностью разрушены. Организация выставок с использованием подготовленных фотографий, плакатов и видеофильмов, должна стать следующим популяризационным шагом (Манюк, 2002).

Полезно также ввести в школьный курс кружков и факультативов “Геология” и “Палеогеография”, что позволит еще с ранних лет привить любовь к геологической среде и пробудить интерес учеников к ценным геологическим объектам (Гриценко и др., 1995).

Еще одним важным заланием является разработка туристических маршрутов по наиболее важным опорным разрезам плейстоценовой лёссово-почвенной серии, проведение лёссовых экскурсий и семинаров. Создание информационных стендов и размещение их на подъезде к опорным разрезам даст возможность участникам экскурсий и семинаров ознакомиться с историей развития территории в плейстоцене, строением разрезов, их уникальными особенностями.

Окрестности карьеров, где расположены опорные разрезы, могут быть местами для создания учебных баз, зон отдыха и туризма, которые удовлетворяли бы не только научные, образовательно-просветительские, но и эстетические и рекреационные потребности человека.

Следовательно, на западе Украины есть большое количество опорных разрезов плейстоценовой лёссово-почвенной серии, которые чрезвычайно ценные в научном, эстетическом и туристическом плане и нуждаются в охране.

Первоочередным заланием сегодня есть предоставление опорным разрезам запада Украины статуса комплексных памятников неживой природы и обеспечение надлежащего уровня их охраны и сохранения.

Для массового привлечения туристов к посещению геологических разрезов запада Украины необходимо развивать туристическую инфраструктуру, повышать уровень гостиничного сервиса, общественного питания, усовершенствовать рекламу и подготовить объекты к их посещению (Манюк, 2002).

Надежная система охраны опорных разрезов не может быть создана только на основании административных, экономических и правовых мероприятий. Значительно более эффективными могут оказаться действия, направленные на популяризацию уникальных объектов природы, на разумное использование их для научно-познавательных и туристических целей, на привлечение молодежи, которую тревожит судьба природы полного края. Разумеется, что все эти мероприятия должны финансироваться государством и небезразличными к сохранению геологического наследия людьми.

Богущий А.Б. Антропогенные покровные отложения Вольно-Подольи // Антропогенные отложения Украины. Киев: Наук. думка, 1986. С. 121–132.
Богущий А.Б. Основные лёссовые и палеопочвенные горизонты перигляциальной лёссово-почвенной серии плейстоцена на юго-западе Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины. Киев: Наук. думка, 1987. С. 47–52.
Богущий А.Б. (ред.). Найдавніші ліси Поділля і Покуття: проблеми генези, стратиграфії, палеогеографії: збірник наукових праць (до XVI українсько-польського семінару, Скала-Подільська, 13–16 вересня 2009 р.). Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2009. 246 с.
Гриценко В.П., Іщенко А.А., Русько Ю.А., Шевченко В.І. Геологічні пам'ятки природи України: проблеми вивчення, збереження та раціонального використання. К., 1995. 61 с.
Манюк В.В. Геологічні пам'ятки Дніпропетровщини у природному середовищі та житті людини // Січеславщина: Красназвичай альманах. Вип. 4. Скарби Придніпровського степу / За ред. Г.К. Швидько. Дніпропетровськ, 2002. С. 5–31.
Madeyska T. (red.). Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina) / Studia geologica Polonica. Kraków, 2002. Vol. 119. Cz. III. 391 s.

КОРРЕЛЯЦИЯ СОБЫТИЙ КАСПИЙСКОГО МОРЯ И РУССКОЙ РАВНИНЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

К настоящему времени единого мнения о сопоставлении палеогеографических событий в Каспии с оледенениями и межледниковьями Русской равнины нет. Как нет и единства во взглядах на событийные схемы этих регионов в плейстоцене. В данной работе даны представления автора о палеогеографическом развитии Каспийского моря в позднем плейстоцене и о его связи и синхронизации с ледниково-межледниковыми событиями на Русской равнине. События позднего плейстоцена в Каспии реконструированы на основе биостратиграфического анализа и сопряженного метода изучения новейших отложений региона (Янина, 2012). Материалы о событиях позднего плейстоцена на Русской равнине взяты из литературных источников.

Событийная схема позднего плейстоцена Каспия включает позднехазарскую и хвалынскую трансгрессивные эпохи, разделенные ательской регрессией. Позднеплейстоценовая история Русской равнины представлена микулинской межледниковой и валдайской ледниковой эпохами.

Позднехазарская трансгрессия развивалась двумя стадиями, разделенными регрессией. Уровень раннего позднехазарского бассейна не превышал 10 м. Малакофауна представлена в основном крассоидными дидакнами. Часто встречающийся гигантизм раковин и высокая карбонатность осадков свидетельствуют о теплом климате эпохи. Это подтверждается данными палинологии (Абрамова, 1974; Яхимович и др., 1986). Бассейн не имел связи с Эвксином. Отложения второй трансгрессивной стадии отмечены в Дагестане и на Краснодарском полуострове. В составе малакофауны здесь также господствовали крассоидные дидакны. В северо-западной области Каспийского региона бассейн был сильно опреснен (гирканская трансгрессия, согласно Г.И. Горецкому (1956) и Г.И. Попову (1983)). Широкое распространение *Corbicula fluminalis* доказывает тепловодный характер водоема. Воды гирканского бассейна образовывали залив в Маньчжунской долине, куда со стороны Азово-Черноморского бассейна глубоко проникала карангатская трансгрессия. Сложное соотношение гирканских и карангатских отложений в долине Маньчжун (Попов, 1983) доказывает одновременность этих событий. Согласно урано-иониевым датировкам, возраст позднехазарского этапа 114-76 т.л. (Рычагов, 1997); 122-91 т.л. (Шкатова и др., 1991) а, по результатам ЭПР датирования – от 140 до 85 т.л. (Болиховская, Молодьков, 2000).

Начало позднего плейстоцена на Русской равнине характеризовалось **микулинской межледниковой** эпохой, о возрастных границах и длительности которой единого мнения нет. Возраст межледниковья оценивается интервалом 100-70 т.л. (Заррина, Краснов, 1983), 128-116 т.л. (Арсланов, 1992), 140-70 т.л. (Болиховская, Молодьков, 2000). По мнению многих исследователей межледниковье было непродолжительным, сопоставимым с изотопной подстадией 5е. Согласно исследованиям (Болиховская, Молодьков, 2000), подстадия 5е отвечает лишь первый их трех термических максимумов межледниковья; внутри межледниковья зафиксированы два эндотермала. Реконструкция палеогеографических событий в Каспийском регионе, согласно которой в межледниковую эпоху начала позднего плейстоцена здесь развивалась позднехазарская трансгрессия, охватывающая временной интервал всей изотопной стадии 5, отвечает представлениям Н.С. Болиховской и А.Н. Молодькова о палеогеографии микулинского межледниковья. Двум эндотермалам, охарактеризованным понижением температур и увеличением увлажненности, соответствуют две трансгрессивные стадии Каспия.

Конец хазарского этапа развития Каспия ознаменовался глубокой **ательской** регрессией с уровнем до -140 м. В Нижнем Поволжье в основании регрессивной толщи залегают ахтубинские отложения, клинья и морозобойные трещины в которых являются свидетельством суровых климатических условий и многолетней мерзлоты. Это подтверждается материалами палинологического анализа (Москвитин, 1962). Ахтубинские осадки согласно перекрываются ательскими супесчано-суглинистыми отложениями (мощностью до 20 м) разнообразного генезиса, образовавшимися в континентальных условиях в Прикаспии. Иногда в них встречаются раковины моллюсков как пресноводной, так и наземной экологической группы, имеющие угнетенный облик. Встречаются костные остатки млекопитающих верхнепалеолитического фаунистического комплекса. Получены тундрово-степные и таежные спорово-пыльцевые спектры (Москвитин, 1962). Ательская толща осложнена горизонтами (до четырех) погребенных почв, что свидетельствует о неоднократной смене климатических условий в регионе в сторону смягчения. К концу ательской эпохи климат стал теплее, господство получили степные и лесостепные ландшафты. Судя по большой мощности отложений, наличию в них горизонтов ископаемых почв, континентальный перерыв на территории Северного Прикаспия был длительный и многофазный. Его началом является отступление с территории позднехазарского (гирканского) бассейна.

Представления исследователей о валдайской ледниковой эпохе также различны. Эпоха отличалась преимущественно холодным континентальным климатом, а также сложной внутренней структурой. Большинство исследователей склоняется к точке зрения об отсутствии (или крайней незначительности) ледникового покрова в раннем валдае. Согласно палинологическим исследованиям внутри валдайского ледникового климатического ритма реконструированы несколько интерстадиальных и стадиальных этапов. Начиная со второго ранневалдайского похолодания, центр Русской равнины занимали разнообразные типы перигляциальных ландшафтов (Болиховская, 1995). В максимум ранневалдайского похолодания трансгрессивное развитие Каспия сменилось ательской регрессией в условиях холодного и сухого климата. Неоднородность климатических условий, выразившаяся чередованием стадиалов и интерстадиалов, в ательских отложениях отразилась развитием (довольно слабым) четырех горизонтов ископаемых почв.

Ательская регрессия сменилась двухстадийной **хвалынской трансгрессией**. Уровень раннехвалынской стадии достигал абсолютных отметок 48-50 м. Бассейн заселила сравнительно бедная фауна, в основном составе которой нет крассоидных дидакн; наиболее часто встречались *Didacna parallela*, *D. protracta*, *D. ebersini*. Отличают ее тонкостворчатые раковины, часто небольших размеров, что свидетельствует о низких температурах бассейна. Это подтверждается палинологическими материалами (Абрамова, 1974). Практически всеми исследователями признается факт существования стадиальных береговых линий в эпоху раннехвалынского бассейна. Возраст раннехвалынской эпохи остается предметом дискуссий. Автор также участвовала в дискуссии, отстаивая «молодой» возраст хвалыни (Свиточ, Янина, 1997). В последние годы появились новые данные о возрасте хвалынской трансгрессии (Безродных и др., 2004, 2013), свидетельствующие о ее начале около 35 тыс. лет назад, т.е. в эпоху валдайского межстадиала. Эпоха максимума поздневалдайского оледенения, датированная 24-17 тыс. лет назад (Палеоклиматы..., 2009), отличалась холодным и сухим климатом, наиболее суровым климатом плейстоцена. Такие климатические условия привели водный баланс Каспия к его отрицательному состоянию, вызвавшему снижение уровня. Анализ положения датированных отложений побережья показал, что большая часть датировок относится к стадиальному уровню около 22 м, определяя его возраст (калиброванный) в 15-14 тыс. лет назад. Это была эпоха начала деградации поздневалдайского оледенения, охарактеризованная значительным обводнением рек Русской равнины и усилением их стока в Каспий. Литологическими

особенностями нижнехвалынских отложений являются шоколадные глины. Согласно представлениям А.И. Москвитина (1962) их накопление обусловлено обильным поступлением тонкого взвешенного материала с суши в перигляциальных условиях.

Конец раннехвалынского времени ознаменовался **енотаевской регрессией**. На побережьях отмечаются многочисленные следы перерывов в морском осадконакоплении (Свиточ, Янина, 1997). Согласно пыльцевым данным это была эпоха сухого прохладного климата. Ей может отвечать средний дриас Русской равнины, характеризовавшийся засушливыми и холодными условиями. Уровень позднехвалынской трансгрессивной стадии поднимался до 0 м. Состав дидакт отличался господством *D. praetrigonoides*. Относительное обилие моллюсков в бассейне, крупные более массивные их раковины объясняются более благоприятными условиями для их жизни, в частности, более высокой температурой воды. Данные спорово-пыльцевого анализа (Абрамова, 1974) свидетельствуют об общем потеплении в регионе. Регрессивная тенденция началась на фоне увеличения сухости в регионе. Падение уровня позднехвалынского бассейна завершилось **мангышлакской регрессией**, произошедшей, по-видимому, в бореальный период голоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 13-05-00086, 13-05-00242, 14-05-00227).

Абрамова Т.А. Реконструкция палеогеографических условий эпох четвертичных трансгрессий и регрессий Каспийского моря (по данным палеоботанических исследований). Автореф. дис. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1974.
 Арсланов Х.А. Геохронологическая шкала позднего плейстоцена Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 133-137.
 Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В. и др. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004. Т. 12. №1. С. 114-124.
 Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А., Арсланов Х.А. Новые данные о биостратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Каспия // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2013. С. 56-57.
 Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.
 Болиховская Н.С., Молодых А.Н. Корреляция лессово-почвенной формации и морских отложений Северной Евразии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: МГУ, 2000. С. 149-178.
 Горещкий Г.И. О гирканском этапе в истории Прикаспия // Новости нефтяной техники. Геология. 1956. № 6. С. 3-5.
 Заррина Е.П., Краснов И.И. Детальная хроностратиграфическая шкала позднего плейстоцена в европейской части СССР // Сов. геология. 1983. № 6. С. 52-60.
 Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 64. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 263 с.
 Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.
 Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
 Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: МГУ, 1997. 267 с.
 Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.
 Шкатова В.К., Арсланов Х.А., Шадрухин А.В., Шлюков А.И. Стратиграфия хвалынских и хазарских отложений нижнего течения р. Волги и их возраст по радиоизотопным данным // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1991. № 59. С. 110-121.
 Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: МГУ, 2012. 264 с.
 Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И. и др. Плейстоцен нижнего течения р. Урал. Уфа: БФАН СССР, 1986. 135 с.

J. Dzierżek, M. Szymanek

Faculty of Geology, University of Warsaw, Warsaw, Poland

ENVIRONMENTAL CHANGES IN NORTH POLAND DURING THE VISTULIAN (VALDAI) GLACIATION ON THE BASE OF DATA FROM DOBRZYŃ LAKELAND

Basing on detailed geological and geomorphological studies in the Dobrzyń Lakeland supplemented with boreholes analysis the environmental changes during the Vistulian (Valdai) Glaciation are reconstructed. Dobrzyń Lakeland is the part of Polish Lowland with well preserved and fresh glacial landscape, connected with the last glaciation. The LGM moraines one can observed at vicinity of Plock (Fig. 1).

Lobe-like moraines in this area suggested SE move of the ice sheet. The stage-like deglaciation from a line of the maximal extent resulted in the formation of a moraine system visible in the morphology of Dobrzyń Lakeland. At least four systems of recessional moraines have been distinguished (e.g. Dzierżek 2009). The youngest Chrostkowo moraines lie in a different pattern - suggesting more eastern ice direction (ESE). They occasionally show bi- or tripartition and evidence the Kujawy-Dobrzyń subphase ice sheet extent. According to the boreholes data three horizons of glacial till can be distinguished, including till representing pre-maximal stadial of the last glaciation.

A new light to palaeogeography of this region during the Vistulian Glaciation was putted by analysing of mollusc-bearing lake deposits from Wildno site, located behind the proximal side of the Chrostkowo moraines. Synthetic geological profile at the Wildno site derived from boreholes appears as follows (Fig. 2).

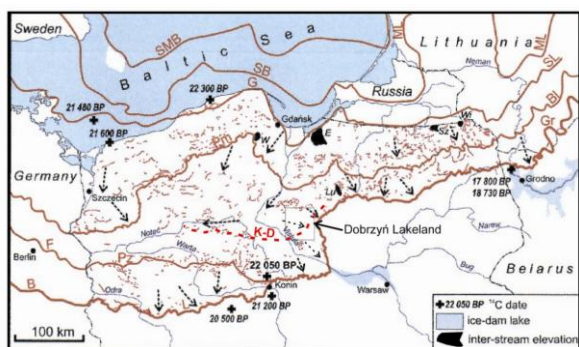


Fig. 1. Location of Dobrzyń Lakeland on the palaeogeographical sketch of North Poland and neighbouring area (after Marks 2012, modified). Limits of the major glacial

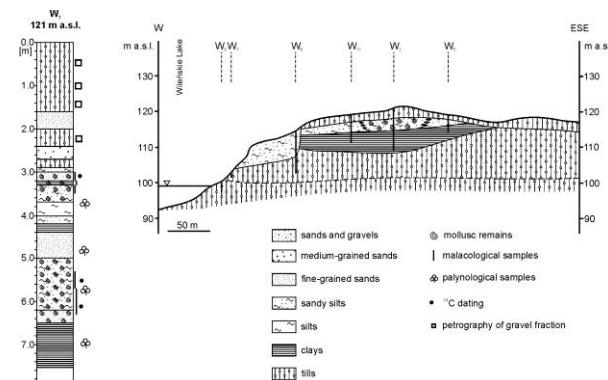


Fig. 2. Geological situation of mollusc-bearing deposits at Wildno in Dobrzyń Lakeland (after Dzierżek, Szymanek 2013, modified).

phases during Late Vistulian: L - Leszno Phase, Pz - Poznań Phase, Pm - Pomeranian Phase, K-D - Kujawy-Dobrzyń Subphase, G - Gardno Phase, SB - Slupsk Bank Phase, SMB - Southern Middle Bank Phase, B - Brandenburg Phase, F - Frankfurt Phase, Gr - Gruda Phase, BL - Baltija Phase, SL - South Lithuanian Phase, ML - Middle Lithuanian Phase; indicated are also: general directions of ice sheet movement in Poland (arrows), end moraines of minor local glacial oscillations, inter-stream elevation (E - Elbląg Elevation, Lu - Lubawa Elevation, Sz - Szeskie Hills, W - Wieżycza Elevation, Wi - Wizajny Elevation), ice-dame lakes and selected radiocarbon dates.

Brown sandy till with gravel and thin interbeddings of fine-grained sand occurs under the surface. Medium-grained sand with single gravel, brown-yellow in colour lies below at depth of 2.4-2.7 m. Afterwards brown-grey till is noted until 2.9 m. Beneath this layer appear sediments with molluscs to the 6.5 m depth. It comprises few layers of fine-grained and silty sand, silt, clay as well as sandy clay. Silty deposits have characteristic greenish colour while clays are grey. A concentration of shells is variable in the profile and they are the most numerous in 3.0-3.2 m and 5.0-6.3 m intervals. Similar silty deposits, grey-greenish in colour were also recorded under the till cover in some neighbouring sections, however they did not contain the mollusc remains. At W₁ profile described sediments lie on dark grey clay which come down to the depth of 12 m and was not drilled. The geologic profile at Wildno should be completed by glacial till with gravel, grey in colour, underlying lacustrine sediments and recorded in nearby borehole W₆ (Fig. 2). Limited range of the water body, similar in size with lakes observed today in studied area can be inferred from distribution of lake deposits in drilled boreholes (Dzierżek, Szymanek 2013).

Because the sites of sub-till deposits with organogenic remains are not common in this region we conducted malacological and palynological researches. The shell detritus was dated by ¹⁴C method (Dzierżek 2009). The petrographic composition of gravel fraction of tills was examined in vicinity of the site. The results of analyses were intended to verify earlier assumptions about the stratigraphy and sedimentary environment of both the described deposits and the entire complex of the youngest Pleistocene sediments in the region.

Mollusc assemblage comprises 7 taxa: *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis*, *Theodoxus* cf. *fluviatilis*, *Viviparus* sp., *Valvata* sp. *Pisidium* cf. *amicum*, *Sphaerium* sp. Recognised taxa are connected with freshwater environments. Probably it was a lake but the permanent or occasional flow cannot be excluded. The community could exist in its inshore zone where the wave action created suitable conditions for rheophile species such as *T. fluviatilis* and *P. amicum*. The interglacial age of the deposits from Wildno should be rather excluded due to a fairly poor mollusc assemblage. Some taxa tolerate severe climate and exceed to the north the polar circle (*V. piscinalis*, *P. amicum*), the remaining (*B. tentaculata*, *T. fluviatilis*) are often linked with better thermal conditions and *B. tentaculata* is even mentioned among species of limited climatic tolerance (Alexandrowicz 1999). According to presented data it appears that molluscs from Wildno record somewhat warming of the climate, however, its intensity is difficult to estimate for a while.

The pollen spectra of clays point to their accumulation in rather small, shallow, oligotrophic water body, existed in a cool climate (presence of *Pediastrum kawraiskii*) in the woodless area.

Radiocarbon age of shell detritus (4 samples) ranges from c. 26.8 ± 0.7 to > 38.9 ka.

The petrographic analysis was carried on 10 samples of tills laying over the series with fauna and outside the palaeolake. The petrographic composition of all studied samples is contained in characteristic of the tills of the last glaciation. But precisely division of the tills in relation to phases could be not possible.

Deposits under investigation in Dobrzyń Lakeland record an ice-free period which enabled the existence of small, shallow lake and accumulation of at first clays, then silts, sands as well as the mollusc development. Some water movements such as temporary flow or wave action could also occur. In the first phase of lake existence the cool climate prevailed and woodless tundra occupied by grasses, sedge and wormwood dominated in the surrounding area. The transition into silty and fine-grained sandy sedimentation evidence the relative amelioration of the climatic conditions. The geological analysis completed by radiocarbon dating of mollusc shells allow to locate accumulation of sub-till mollusc-bearing deposits and underlying clays in the Grudziądz Interstadial (Interplenivistulian, MIS 3). According to results of the palaeoenvironmental studies in North Poland this long period was characterised by rather cool – boreal and subarctic, but often changing climate (Granoszewski 2003). In both the initial phase of the interstadial and in its optimum the July temperature inferred from the floristic record might reach 9-10°C or even 11°C respectively (Tobolski 1988). Short temperature fluctuations, however with relative small amplitude, are clearly visible in isotopic curves representing MIS 3 (Shakleton and Opdyke 1973; Dansgaard et al. 1993).

The till which covers the lacustrine sediments represents the Main Stadial of the Vistulian dated recently at 24-19 ka (Marks 2012), but the number and stratigraphical position of its phases were not arbitrated.

Results of conducted analyses leave some margin of interpretation but they complete mutually producing consistent picture of environmental conditions in the middle part of the Vistulian.

- Alexandrowicz S.W. *Bithynia tentaculata* (Linnaeus, 1758) as an indicator of age and deposition environment of Quaternary sediments // Folia Malacologica. 1999. № 7 (2). P. 79-88.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidber C.S., Steffensen J.P., Sveinbjornsdottir A.E., Jouzel J., Bond G. Evidence for general instability of past climate from 250-kyr ice-core record // Nature. 1993. № 36. P. 218-220.
- Dzierżek J. Palaeogeography of selected areas of Poland during the last glaciation // Acta Geographica Lodziensia. 2009. № 95. P. 1-112.
- Dzierżek J., Szymanek M. [Interplenivistulian \(MIS 3\) environmental changes recorded in sub-till lake deposits at Wildno, Dobrzyń Lakeland \(Polish Lowland\)](#) // Quaternary International. 2013. № 294. P. 99-107.
- Granoszewski W. Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoski Duże, eastern Poland: a palaeobotanical study // Acta Paleobotanica Supplement. 2003. № 4. P. 3-95.
- Marks L. Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland // Quaternary Science Reviews. 2012. № 44. P. 81-88.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale // Quaternary Research. 1973. № 3. P. 39-55.
- Tobolski K. Biostratigraphical record of Vistulian deposits at the maximum extent of the last ice-sheet in the Konin region, Poland // Geographia Polonica. 1988. № 55. P. 181-186.

M. Szymanek

Faculty of Geology, University of Warsaw, Warsaw, Poland

GEOCHEMICAL STUDIES OF *VIVIPARUS DILUVIANUS* (KUNTH) FROM ORTEL KRÓLEWSKI (EASTERN POLAND) AND THEIR CLIMATIC AND ENVIRONMENTAL SIGNIFICANCE

The geochemical research of extinct gastropod *Viviparus diluvianus* was conducted in palaeolake deposits of the Holsteinian Interglacial (MIS 11) = Alexandrian of the Ortel Królewski site (eastern Poland). The study area is located ca. 160 km east of Warsaw, ca. 12 south east of Biała Podlaska (Fig. 1). The profile of the mollusc-bearing deposits is located on the eastern slope of the Zielawa River valley. The deposits are exposed in a narrow belt along the valley margin for a distance of ca. 500 m. They lie on fluvio-periglacial sands of the Elsterian Glaciation = Berezinian and are covered by fluvio-glacial deposits of the Saalian Glaciation = Prypiat, or by up to 1-m-thick colluvial sands (Albrycht et al. 1995). The total thickness of the Holsteinian Interglacial deposits may reach over 6 m, whereas in the outcrop 4 m of sediments are exposed. These are from the bottom fine-grained clayey sands with single molluscs, clayey silts, sandy silts and fine-grained sands with abundant malacofauna. Mollusc shells are generally well preserved. The good condition of shells and the sediment features point to a lack or limited transport of material (Albrycht et al. 1995).

Palynological analysis of palaeolake deposits from Ortel Królewski distinguished five pollen zones of the Holsteinian: *Pinus-Betula*, *Picea-Alnus*, *Taxus*, *Picea-Larix* and *Carpinus-Abies* (Albrycht et al. 1995, Szymanek et al. 2005, Szymanek 2011).

Table Malacofauna of the Ortel Królewski. I – ecological groups, II – supplementary ecological symbols (after Lożek 1964, Alexandrowicz 1987): 9 – species of damp and swampy habitat, 10 – species of temporary water bodies, 11 – species of permanent water bodies of stagnant waters, 12 – species of flowing waters; WD – snails of swamps, flooded meadows and shores of water bodies, Wd – amphibiotic species of marshy and water environs, WP – molluscs of episodic, periodically drying out water bodies, Wp – molluscs of shallow, intensively overgrown water bodies, WL – species of permanent water bodies of various size, We – species present both in rivers and lakes, in stagnant and flowing waters, Wc – species preferring flowing waters with weak current; 17 – number of specimens, d – shell detritus, k – few fragments of shell.

I	II	TAXA	SAMPLES										
			1 0.5-0.7 m	2 0.9-1.1 m	3 1.3-1.5 m	4 1.6-1.8 m	5 1.9-2.1 m	6 2.3-2.5 m	7 2.7-2.9 m	8 3.1-3.3 m	9 3.3-3.5 m	10 3.5-3.7 m	11 3.7-3.9 m
9	WD	<i>Succinea putris</i> (Linnaeus)		2		1							
9	WD	<i>Zonitoides nitidus</i> (Müller)		1									
10	Wp	<i>Valvata cristata</i> Müller	61	159	356	44	56	17	24	7			1
10	Wd	<i>Galba truncatula</i> (Müller)			1	1	1						
10	Wp	<i>Anisus vorticulus</i> (Troschel)	2	2	2	1							
10	WP	<i>Segmentina nitida</i> (Müller)	2	6	7	1	4	1					
11	We	<i>Viviparus diluvianus</i> (Kunth)	599	922	807	624	1309	763	1301	714	5	k	
11	We	<i>Bithynia tentaculata</i> (Linnaeus) (+operculum)	68 222	266 312	429 834	148 189	255 396	213 532	342 819	173 654	52 661	21 161	1 9
11	We	<i>Lithoglyphus jahni</i> Urbański	280	1235	295	1163	1094	5142	101	4777	2328	5	
11	We	<i>Valvata piscinalis</i> Müller	160	131	318	163	280	146	59	27	4	2	1
11	WL	<i>Acroloxus lacustris</i> (Linnaeus)	46	263	191	11	100	36	117	145	41	22	
11	WL	<i>Lymnaea stagnalis</i> (Linnaeus)			2								
11	WL	<i>Planorbis carinatus</i> Müller	1										
11	Wp	<i>Anisus vortex</i> (Linnaeus)			1								
11	We	<i>Gyraulus albus</i> (Müller)		21	7	8	2						
11	WL	<i>Gyraulus crista</i> f. <i>cristatus</i> (Linnaeus)	3	13	28	1	3	2	5				
11	WL	<i>Gyraulus crista</i> f. <i>nautilus</i> (Linnaeus)		4	4	1	2		2	2			
11	We	<i>Sphaerium corneum</i> (Linnaeus)	55	60	40	22	13			3			
11	We	<i>Pisidium casertanum</i> (Poli)	4	4	4	2		2					
11	We	<i>Pisidium casertanum</i> f. <i>ponderosa</i> Stelfox		2	1	1		2					
11	We	<i>Pisidium henslowanum</i> (Sheppard)	20	59	36		24	4	1	2		5	
11	WL	<i>Pisidium lilljeborgii</i> Clessin			1	2	2		1				
11	WL	<i>Pisidium hibernicum</i> Westerlund		3									
11	We	<i>Pisidium moitessierianum</i> Paladilhe	7	9	2	8	3	16	2		3	2	
12		<i>Unio</i> sp.	k	k	k	d	d	d	d	d	d	d	d
12	We	<i>Sphaerium rivicola</i> (Lamarck)	26	51	25	46	31	9	32	17	9	2	
12	Wc	<i>Sphaerium solidum</i> (Normand)	1	1			1	1				3	
12	Wc	<i>Pisidium amnicum</i> (Müller)			1			1		1	1	11	
12		<i>Pisidium clessini</i> Neumayr				1				5	7	10	
12	Wc	<i>Pisidium supinum</i> A. Schmidt		7	4			2					
12	We	<i>Pisidium nitidum</i> Jenyns	4	18	11	7	6	3	5		1		
12	We	<i>Pisidium subtruncatum</i> Malm	3	6	1	4		3	2		3		
		<i>Radix</i> sp.			1	1	4						
		<i>Lymnaea</i> sp.		3		2	2						
		<i>Gyraulus</i> sp.	2	8	6		1			1			
		<i>Sphaerium</i> sp.				d	d	d	d	d	d	d	
		<i>Pisidium</i> sp.	3	9	5	7	1	2		1		1	
TOTAL OF TAXA			22	29	30	28	25	22	17	17	15	15	4
TOTAL OF SPECIMENS			1569	3577	3420	2459	3590	6897	2813	6529	3115	245	12

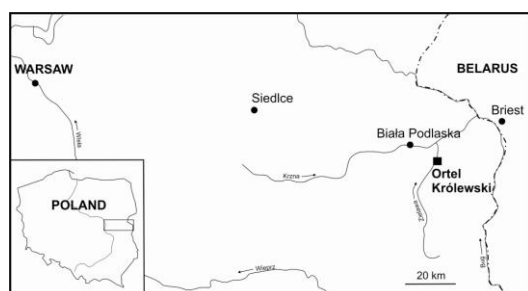


Fig. 1. Location of the Ortel Królewski site

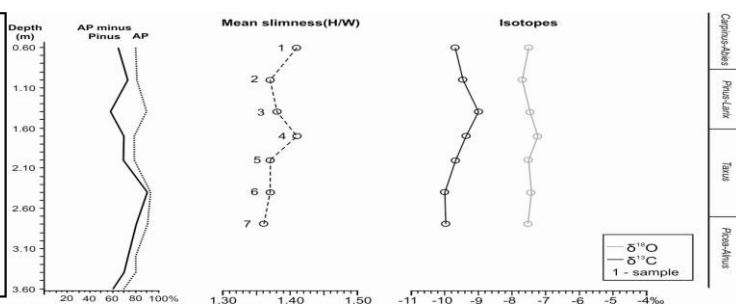


Fig. 2 Isotope record of *V. diluvianus* shells from Ortel Królewski

Mollusc assemblage at Ortel Królewski comprises 37 mollusc taxa (20 of snails and 17 of bivalves) represented by 34226 specimens. The number of both taxa and specimens varies between 4 and 30 as well as between 12 and 6897 per sample respectively (Table 1).

shallowing may be also suggested by relatively high values of redox indicators Cu/Zn and Fe/Mn in all analysed subsamples.

Except for two hygrophilous land snails, all species inhabit freshwater environments. Many species tolerate both standing and running waters, however occurrence of *Pisidium lilljeborgii* and *Acroloxus lacustris*, usually restricted to lake margins, points to lacustrine environs. High content of rheophile species (but with relatively low number of specimens) e.g. *P. henslowanum*, *P. nitidum*, *Sphaerium rivicola* suggests some water movements. It could be an overflow through the lake or a wave action in the littoral zone. The water body was probably densely overgrown, as evidenced by plant-associated taxa *Segmentina nitida*, *A. lacustris*, *Gyraulus*

crista, *Valvata cristata* (Table 1). Worth noting are great abundances of stratigraphical indicators *Viviparus diluvianus* and *Lithoglyphus jahni*. Both species does not occur in deposits younger than the Holsteinian Interglacial. *V. diluvianus* was a subject of detailed biometrical studies (Szymanek et al. 2005, Szymanek 2011) as well as of minute geochemical investigations.

Geochemical methods applied at Ortel Królewski comprised the elemental as well as the oxygen and carbon isotope analyses of *V. diluvianus* shells. Samples were arranged according to the shell shape changes noted in different parts of the Holsteinian Interglacial. They were chosen in relation to the mean values and most common intervals of the slimness index noted in presented section, i.e. 1.31-1.35, 1.36-1.40 and 1.41-1.45. Complete shells of mature specimens were preferred in the investigation. To obtain mean representative samples a homogenous powder of 3-5 shells of similar age (the same number of growth segments) living at somewhat different time (various pattern of growth lines) were used during the analyses. The concentrations of 30 elements (among others Ca, Mg, Sr, Ba, Mn, Fe, Cu, Zn) were quantified with a use of ICP-OES in the Laboratory of Chemistry of Water, Soils and Rocks at the Faculty of Geology, University of Warsaw. Oxygen and carbon isotope composition of *V. diluvianus* shells was investigated in the Stable Isotope Laboratory at the University of Erlangen in Germany.

Twenty eight subsamples from seven horizons were investigated in preliminary stage of the study. They represent pre-optimal part of the Holsteinian Interglacial corresponding to *Picea-Alnus*, *Taxus* and *Picea-Larix* zones. Presence of the climatic optimum (*Carpinus-Abies* zone) is disputable, however it seems to be slightly marked by occurrence of privet and boxwood in the uppermost part of the section. Slimness index of *V. diluvianus* shells varies from 1.37 to 1.41. The highest values are observed in *Taxus* zone and in the beginning of the climatic optimum with distinct oceanic influences. The lowest are connected with the *Pinus-Larix* zone, which is regarded as an intra-interglacial cooling and drying of the climate.

Values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ at Ortel Królewski varies from -7.71 to -7.20‰ and from -10.49 to -8.28‰ respectively. Slimness intervals and the mean slimness produce some contradictory results and requires further study, thus only the latter are presented in detail (Fig. 2).

Changes of oxygen isotope ratios are rather slight, varying from -7.55 in the lowermost part of the profile to -7.50 in the uppermost sample. Fluctuation toward maximum value of -7.23‰ is noted in sample 4 (the depth of 1.6-1.8 m) and toward minimum of -7.69 in sample 2 (the depth of 0.9-1.1 m). Increase of $\delta^{18}\text{O}$ coincides with a distinct rise of the mean slimness of *V. diluvianus* shells at the end of the *Taxus* zone, dominated by distinct maritime influences. Depletion of $\delta^{18}\text{O}$ in samples 3 (1.3-1.5 m) and 2 (0.9-1.1 m) corresponds with drop of the mean shell slimness and deterioration of the climatic conditions, recorded by a rise in abundance of pine in the pollen spectrum (Fig. 2). This is a quite notable period of deterioration of the climate, especially with worse moisture conditions. Considerable increase of the carbon isotope value (to -9‰) in this part of the profile may point to drop of the water level in the lake, expansion of vegetation and stronger photosynthesis. Overgrowing of the lake is evidenced by high frequencies of *V. cristata*, *A. lacustris* and *G. cristata* f. *cristata* (Table 1). Similar conditions can be inferred here from slimness intervals, especially of 1.31-1.35 and of 1.41-1.45. Drying of the climate and the lake

Research has been financed by means of the National Science Centre, Poland, given on the base of decision DEC2011/03/B/ST10/06329.

Albrycht A., Skompski S., Pidek I.A. Significance of mollusk fauna from Ortel Królewski and Rossosz sites for the Quaternary stratigraphy of Podlasie (East Poland) // Przegląd Geologiczny. 1995. № 43 (4). P. 321-330.

Alexandrowicz S.W. Malacological analysis in Quaternary research // Kwartalnik AGH, Geologia. 1987. № 12 (1-2). P. 1-240.

Ložek V. Quartärmollusken der Tschechoslowakei // Rozprawy Ústředního Ústavu Geologického. 1964. № 31. P. 1-374.

Szymanek M. Climate oscillations of the Holsteinian (Mazovian) Interglacial recorded in shell morphometry of *Viviparus diluvianus* (Kunth, 1865) from eastern Poland // Quaternary International. 2011. № 241. P. 143-159.

Szymanek M., Nitychoruk J., Trammer J., Bińka K. Influence of climate on the variability of snails of the genus *Viviparus* in deposits of the Holsteinian (Mazovian) Interglacial from Ortel Królewski, eastern Poland // Boreas. 2005. № 34. P. 335-344.

Y. U. Zaika

United Enterprise "Geoservice", Minsk, Belarus

SOME DATA ON PROBABLE SOURCE AREAS OF PALEOZOIC CARBONATE ROCK DEBRIS FROM THE MIDDLE PLEISTOCENE SOŻ MORaine IN THE MINSK REGION, BELARUS

Compared to magmatic and metamorphic rock boulders, sedimentary rock inclusions in Quaternary deposits have rarely been the focus of study in Belarus. Few data on probable native regions and geological age of Paleozoic carbonate rock debris in Pleistocene moraine strata of Belarus are available at this time and are almost completely based on petrographic features (Matveev, 1971; Gajgalas, 1977; Gajgalas et al., 2008). However, paleontological study of fossil content of sedimentary rock fragments seems to be much more promising as a means of localizing areas of their native occurrence as well as establishing their age. Investigations in this field have been successfully carried out in Western Europe since the 19th century but have attracted little interest in Belarus until the present moment.

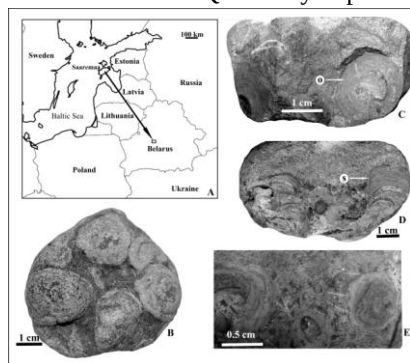
A significant collection of carbonate rock samples containing fossil remains (mainly invertebrates, algae and cyanobionts) has been accumulated by the author, mainly from sandy loams of the Middle Pleistocene Soż Moraine in the Minsk Region. Preliminary results show that most of the collected specimens come from Ordovician to Silurian strata of the Baltic Region.

When analyzing probable places of origin of carbonate debris, the main focus should be on areas where Paleozoic rocks crop out and/or underlie Quaternary deposits along probable routes of Pleistocene glacier movement. Among such areas, Ordovician

successions crop out in several areas in Norway and Sweden and in islands of the Baltic Sea and also extend as a continuous belt through northern parts of Estonia and the Leningrad (St. Petersburg) Region in Russia. Silurian outcrops are widespread in Estonia, in some islands of the Baltic Sea and parts of Scandinavia, whereas they are completely absent in the Leningrad Region (Geologija SSSR, v. 1, 1971). In the southern part of Estonia both Ordovician and Silurian strata are overlain by younger deposits and thus cannot be considered as sources of carbonate rock debris for Pleistocene glaciers.

The above-mentioned distribution of Silurian sedimentary strata supports the conclusion that the main source area for Silurian rock debris is probably Estonia and islands of the Baltic Sea. Upper Wenlock, Ludlow and Pridoli regional successions are of special interest due to their geographic confinement to the western part of Estonia and Estonian islands of the Baltic Sea (Kaljo et al., 1977; Raukas et al.(eds), 1997). Occurrence of debris from these strata in a moraine in central Belarus can most likely be explained by a direction of glacial transport from the northwest.

Among the typical carbonate rock types from this stratigraphic interval are



limestones with oncolitic and stromatolitic structures discovered by the author together with A.D. Pisanenko (Zoological Museum of Belarusian State University) as boulders and pebbles in several Pleistocene Sož Moraine localities approximately 40–45 km southwest of Minsk, in outskirts of Fanipal. These limestones and microbial structures show significant similarity to those from the Upper Wenlock to Lower Ludlow Soeginina and Vesiku Beds, Rootsiküla Formation, on Saaremaa Island, Estonia (Nestor et al., 1977; personal communication from M.-A. Mõtus), thus indicating this area as the most probable source for this kind of rock (figure). Silurian limestone debris with microbial structures from the Pleistocene Sož Moraine in Belarus. A. - Map of the locality and possible direction of material transport. B. - External view of a typical specimen (coll. number Zs-1/33). C. - Split specimen with oncolitic structures (o) (coll. number Zs-1/34-1). D. - Split specimen with stromatolitic structures (s) (coll. number Bž-1/8). E. - Polished section showing oncolitic structures (coll. number Zs-1/33). B., C. and E. - Sand and gravel quarry near village of Zosina, outskirts of Fanipal; D. - Sand and gravel quarry near village of Biareža, outskirts of Fanipal.

It should be noted that Silurian strata from Llandovery and Wenlock successions in the extreme northwest region of Belarus could not be regarded among possible source areas for the above-mentioned microbial limestone debris, because recent boring results show that they are overlain by the Neogene Antopal' and Bryniou Formations but not by Quaternary beds.

Conclusions. It can be concluded that for the first time it is possible to designate a specific area (Saaremaa Island) as the most probable native region for a kind of sedimentary rock debris in a Pleistocene moraine in Belarus. Paleontological study of Lower Paleozoic limestone boulders and pebbles in the Middle Pleistocene Sož Moraine in central Belarus preliminary indicates that the direction of distribution of these carbonate rock inclusions is from the northwest. There is no doubt that further investigations and interpretation of the collected material will bring a more detailed understanding of Pleistocene glacier movement.

Acknowledgements. Much gratitude is expressed to Vasily I. Semenenko, the Quarry Manager, and Viktor M. Zakrevskij, Mining Engineer ("Fanipal Invest-Engineering", Fanipal, Belarus), for their assistance in collecting material. The author greatly acknowledges Mrs. Cindy Schraer (Anchorage, USA) for her kind help in editing English usage.

Gaigalas A.J. Litostratigraphicheskaja korrelacija moren plejstocena vostochnoj Lietuvy i Severo-zapadnoj Belorussii // Litologija i geochimija perigialialnyh otlozhenij. Minsk: Nauka i Technika, 1977. P. 79-84 (in Russian).

Gaigalas A.J., Yarcov V.I., San'ko A.F., Onoshko M.P., Meleshit M.J. Oblomki paleozojskich porod v morenach plejstocena Lietuvy i Belarusi: paleogeograficheskij i litostratigraphicheskij aspekty // Aktualnye problemy geologii Belarusi i smezhnyh territorij. Materialy mezhdunarodnoj nauchnoj konferencii posviaschennoj 90-letiju so dnja rozhdenija akademika NAN Belarusi A.S.Makhnacha. Minsk, 2008. P. 69-73 (in Russian).

Geologija SSSR. T. 1. Leningradskaya, Pskovskaya i Novgorodskaya oblasti. Moskva: "Nedra". 1971. (in Russian).

Kaljo D., Jürgenson E. Sedimentary facies of the East Baltic Silurian // Facii i fauna silura Pribaltiki. Tallinn, 1977. P. 122-148 (in Russian, with English summary).

Matveev A.V. Lednikovye otlozhenija Belorussii. Minsk: Nauka i Technika, 1971. 116 P. (in Russian).

Nestor H.E., Einasto R. Facies-sedimentary model of the Silurian Paleobaltic pericontinental basin // Facii i fauna silura Pribaltiki. Tallinn, 1977. P. 89-121 (in Russian, with English summary).

Raukas A., Teedumäe A. (eds). Geology and Mineral Resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 1997. 436 P.

О. К. Абрамович

Учреждение образования «Гомельский государственный университет имени Ф. Скорины», Гомель, Беларусь

НЕОБХОДИМОСТЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ГОРОДСКИХ ТЕРРИТОРИЙ НА ПРИМЕРЕ г. ГОМЕЛЯ

Метод геодинамического районирования позволяет выделять блочное строение земной коры, активные разломы и тектонически напряженные зоны, производить расчеты напряжений, проницаемости и влагогазоемкости пород и разрабатывать на этой основе профилактические меры для обеспечения безопасности и эффективности освоения и эксплуатации недр и земной поверхности. Геодинамические явления есть результат обмена энергией в блочном горном массиве земной коры, деформирующегося (разрушающегося) в условиях существующего или возникающего предельно напряженного состояния. Классы геодинамических явлений определяются характером и степенью энергетического взаимодействия природной и техногенной системы напряженно-деформированным состоянием массива в местах их проявления. Сила и вид реализации геодинамического явления характеризуются:

- степенью природной напряженности участка земной коры, в общем случае обратно пропорциональной отношению глубины распространения зоны предельно напряженного состояния к толщине литосферы;
- интенсивностью техногенного воздействия на горный массив и земную поверхность.

Современная аномальная геодинамика недр, т. е. современные СД(супер-деформационные)-процессы в зонах асейсмичных разломов являет собой новый фактор социально-экономического, экологического и страхового риска. Понятие "геодинамическая опасность" следует считать как подверженность определенной территории воздействию современной аномальной геодинамике недр, которое при определенных обстоятельствах может привести к негативным последствиям для человека и среды его обитания. В этом случае современные СД-процессы, которые проявят себя в необжитых районах представляют собой геодинамическую опасность, но не создают геодинамического риска.

Для разработки методов оценки геодинамического риска и геодинамической опасности, когда имеют место современные СД земной поверхности в зонах асейсмичных разломов, необходимо детально рассмотреть, как формируется негативное воздействие аномальной геодинамики разломов на объекты.

В этой связи под современным активным разломом понимается такая разломная зона, в которой происходят современные короткопериодические (первые месяцы и годы), пульсационные и/или знакопеременные деформации (СД-процессы) со скоростями не менее 10^{-5} в год.

При оценке геодинамической опасности объектов наибольшее негативное воздействие на них будут оказывать именно СД-процессы, так как последние достигают аномально высоких деформаций, соизмеримых с порогом разрушения, за сравнительно короткое время (соизмеримое с периодом эксплуатации объектов). Полагая, что геодинамическая опасность есть вероятность появления современных СД-процессов в данном месте и в данное время, можно подойти к количественной оценке геодинамического риска. Исходная основа для формулировки понятия "геодинамический риск" предполагает, что любой риск есть математическое ожидание ущерба. Геодинамический риск есть вероятность появления современных СД-процессов, способных к выводу объекта риска из режима нормального функционирования, сопровождающегося материальным ущербом.

Проведенные работы по геодинамическому районированию показывают, что блоки земной коры разных рангов могут быть выделены не только в тектонически активных областях, но и в таких, которые традиционно считаются тектонически стабильными на современном отрезке геологической истории. Это говорит о том, что и в стабильных областях находятся силы, которые вызывают современные перемещения блоков друг относительно друга, формируют тектонически напряженные и разгруженные зоны, создают геодинамическую опасность при освоении недр и земной поверхности.

Для исследований за геодинамический полигон принята вся территория города. В целях геодинамического районирования выполнены профильные локальные и площадные измерения в период с 1997 по 2001 гг. на базе городской нивелирной сети. На площадных построениях нивелирные сети, включающие около 300 знаков, имели вид полигонов, суммарный периметр которых составлял 200 км. При локальных построениях профильные нивелирные линии формировались из существующих знаков вкост предполагаемых разломов и разрывам. Длина профилей составляла от 2 до 7 км. Расстоянием между реперами, в основном это 0,5... 1,0 км, определяется точность картирования аномалий, преобладающий тип γ -аномалий.

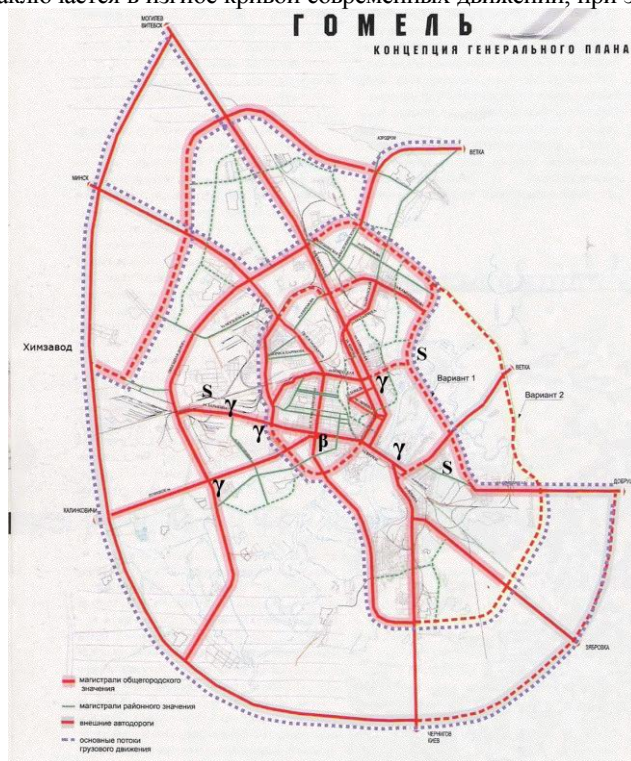
Профильные локальные измерения позволили представить территорию города в виде десяти сочлененных блоков и определить средние скорости и направления их вертикальных перемещений. Значение средних скоростей достаточно условны, они находятся в зависимости от выбранного периода наблюдений, и возможно знакопеременны. С уверенностью можно говорить только о наличии блоков и сохранении общей тенденции движений. При совместной интерпретации результатов геодезических, геофизических, геохимических и геологических наблюдений они должны быть отнесены к одной эпохе. Картирование разрывных нарушений и анализ проведенных исследований позволили сделать вывод о потенциальной опасности современного динамического состояния территории г. Гомеля относительно целостности инженерных сооружений в период, определённый для срока их эксплуатации. Все разрывные нарушения проходят по районам с повышенной техногенной нагрузкой. Современные темпы строительства ещё больше её увеличивают, причём геометрические размеры зданий и сооружений соизмеримы с шириной тектонических нарушений, что обязательно приведёт к неравномерности осадок. Капиталовложения в строительные и монтажные работы огромны, причём эффективные ремонтные работы организовывать сложнее, чем возводить новостройки. К участкам повышенной опасности относятся зоны тектонических нарушений и особенно узлы пересечения геодинамически активных зон разных простираний и кинематических типов. Учёт современного геодинамического состояния необходим ещё на стадии проектирования.

По результатам повторного нивелирования на территории г. Гомеля построены кривые современных вертикальных движений земной поверхности. По аналогии с проведенными многолетними исследованиями в Припятском прогибе на территории г. Гомеля можно провести морфологический анализ кривых и выделить устойчивую совокупность основных типов аномалий, которые отражают специфику движений земной поверхности непосредственно над разрывными нарушениями.

Наиболее широко распространён тип γ -аномалий. Этот тип характеризуется устойчивым пикообразным опусканием земной поверхности в наиболее узкой в сравнении с другими типами аномалий зоне. Её ширина является устойчивой характеристикой и составляет: в Припятском прогибе 1,5 км при детальности наблюдений 0,8-1,0 км, на территории г. Гомеля - 1,0-1,5 км при детальности 400-500 м. Амплитуды движений в Припятском прогибе 20-40 мм, в черте г. Гомеля -

3-6 мм. Считается, что амплитуда такого типа аномалий не зависит от амплитуды самого разлома и его тектонического типа. Предполагается также, что данный тип аномалий обусловлен единым механизмом процессов, протекающих в разломной зоне.

Второй тип аномального движения земной поверхности - β -аномалия. Её основной морфологический признак заключается в изгибе кривой современных движений, при этом ширина аномальной зоны значительно превышает ширину разломной зоны.



Изгиб земной поверхности имеет цилиндрическую конфигурацию, при которой ось цилиндра с центральной частью разломной зоны. Устойчивой характеристикой является амплитуда движений в осевой части аномалии. В Припятском прогибе она составляет 13 мм, на территории г. Гомеля - 5 мм. Ширина аномалии соответственно составляет 12-14 км и 3 км. Формирование такого типа аномалий происходит с такой же скоростью, как γ -аномалий.

Третий тип - S-аномалии характеризуется градиентным изменением движений. Наиболее устойчивой считается ширина аномалий, составляющая в Припятском прогибе 10-15 км, на территории г. Гомеля 2,5-3 км. Амплитуда составляет соответственно 20 мм и 5 мм. Механизм возникновения движений данного типа определяется тектоническими нарушениями наклонной ориентации в обстановке субгоризонтального напряжения. При уменьшении прочности на сдвиг в локальной зоне разлома возникают сдвиговые перемещения, приводящие к смещениям земной поверхности. Схема, представляющая расположение выявленных по результатам повторных нивелирований различных типов аномальных движений земной поверхности на территории г. Гомеля, представлена на рисунке 1. Следует отметить что, практически все выявленные на территории г. Гомеля аномалии вертикальных движений земной поверхности вне зависимости от их типа в целом согласуются с участками положительных аномалий плотности α -потока, что может указывать на их общий источник.

типы аномальных движений земной поверхности г. Гомеля

Концепция «Геодинамическая безопасность освоения углеводородного потенциала недр России» - М.: Изд-во ИГиРГИ, 2000. – 56 с.

А. А. Вашков

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь,

МОРФОМЕТРИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РЕЛЬЕФА ГОРОДСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

В ходе изучения расположенной на северо-востоке Белорусского Поозерья Городокской возвышенности был проведен морфометрический анализ количественных характеристик её рельефа. Необходимость в этом была продиктована рядом нерешенных вопросов относительно строения, генезиса и возраста гляциоструктуры макроформы. Так, ледораздельная природа и особенности формирования возвышенности в закрытой и, позже, в краевой ледниковой зоне предопределили разнородность рельефа центральной части и периферии макроформы. В результате чего, для точного районирования рельефа возвышенности было необходимо получение количественной оценки её рельефа.

Полученные в ходе исследования результаты имеют большое значение для подразделения возвышенности на геоморфологические подрайоны. Была использована апробированная на макроформах Литвы методика морфометрического анализа рельефа и выявления степени эрозионной опасности рельефа (Чеснулявичус, 1986; Кайрюкштис и др., 1983). Морфометрический анализ производился на участках площадью в 1 км² по крупномасштабным картам. Всего была обследована территория возвышенности и прилегающих территорий площадью более 3200 км². В каждом квадрате вычислялись следующие показатели: средняя длина склонов, средняя высота склонов, средняя крутизна склонов, коэффициент вертикальной расчлененности, протяженность эрозионной сети, вертикальная расчлененность, численность вершин холмов, процент озер и болот, степень эрозионной опасности рельефа. В результате проведенных работ при помощи программы Surfer 11 был построен комплект морфометрических схем Городокской возвышенности. Анализ данных схем позволил установить морфометрические характеристики рельефа возвышенности, выявить различия в рельефе между разновозрастными частями макроформы и произвести районирование рельефа возвышенности.

В структуре рельефа Городокского геоморфологического района наблюдается определенная зональность, связанная с особенностями геологического развития территории и деятельностью последнего на данной территории поозерского ледникового покрова. По времени формирования и геологическому строению в пределах возвышенности выделяются два гляциоморфологических комплекса. Первый из них оршанской стадии последнего оледенения, второй – более молодой brasлавской стадии.

Ледниковый рельеф оршанской стадии образует Центральный ледораздельный моренный массив, который в свою очередь подразделяется на три зоны: Центрально-Городокскую, Вировлянскую и Хвошновскую. Самостоятельной brasлавской стадии соответствует Езерищенский пояс краевых образований, который обрамляет Центральный ледораздельный массив с севера, северо-востока и северо-запада.

Приведенное выше районирование было подтверждено данными, полученными при морфометрическом исследовании макроформы. Наибольшее значение при этом имели следующие показатели: протяженность, высота и крутизна склонов холмов, число холмов на 1 км², коэффициент вертикального расчленения и, в меньшей мере, показатель вертикального расчленения (таблица).

Морфометрические характеристики рельефа Городокской возвышенности

Морфометрические показатели	Длина склонов (м)	Высота склонов (м)	Крутизна склонов (град)	Вертик. расчлен. (м)	Число холмов (шт)	Кэф. верт. расчл.
<i>Рельеф оршанской стадии</i>						
Центральный ледораздельный массив:	150-170	8-10	4-5	27-32	6,5	0,5
Центрально-Городокская зона	240-260	11-13	3-4	35-40	4	0,3
Вировлянская зона	100-120	7-9	5-6	25-30	9,5	0,65
Хвошновская зона	130-150	7-9	4-5	23-28	5,5	0,55
<i>Рельеф браславской стадии</i>						
Езерищенский пояс краевых образований	80-100	8-10	6-7	32-37	8	0,75
<i>Прилегающие территории</i>						
Суражская равнина	80-100	2-4	1-2	6-11	5	0,55
Должанская равнина	90-110	3-5	2-3	11-16	8,5	0,6
Шумилинская равнина	80-100	3-5	2-3	5-10	7,5	0,65
Холомерская равнина	60-80	6-7	5-6	7-12	8	0,85
Руднянская равнина	70-90	3-4	3-4	7-12	8,5	0,95
Невельская гряда	60-80	5-7	7-8	18-23	8,5	1,15

Показатели протяженности склонов для разновозрастных частей возвышенности значительно рознятся. Максимальные значения (до 440–460 м) отмечаются в Центрально-Городокской зоне рельефа, значительно убывают на периферии Центрального ледораздельного массива и наименьшие средние значения (80–100 м) отмечаются в Езерищенском поясе краевых образований. При этом характеристика средней высоты склонов в разновозрастных частях возвышенности примерно равна. Наибольшие показатели средней высоты характерны для Центрально-Городокской зоны, где они составляют 11–13 м (максимально – до 30 м). Наименьшие значения средней высоты отмечаются на юго-западном и юго-восточном склонах возвышенности (5–6 м).

Крутизна склонов зависит от возраста рельефа. Эти показатели в пределах Езерищенского пояса краевых образований на 2–3 градуса выше, чем в пределах Центрального ледораздельного массива, причем еще более возрастают в пределах расположенной севернее Невельской гряды (где достигают максимальных значений в 14–15 градусов).

Вертикальное расчленение рельефа зависит от величины холмов и их относительной высоты, а также глубины вреза водно-эрозийной сети. Наибольшие значения в 55–60 м зафиксированы в наиболее высоких частях Центрально-Городокской зоны ледораздельного массива и в Езерищенском поясе краевых образований.

Показатель численности холмов на единицу площади разнится в гетерогенных частях макроформы. Наибольшие значения холмистости отмечаются в Вировлянской зоне Центрального ледораздельного массива, где достигают максимальных значений в 20–22 шт. на 1 км². Отчетливо повышенным показателем холмистости характеризуется Езерищенский пояс краевых образований (7–9 шт.). Наименьшие показатели отмечаются в крупнохолмистой Центрально-Городокской зоне, 3–5 холмов на 1 км².

Большое значение имеет коэффициент вертикальной расчлененности (отношение крутизны склона к его высоте). Этот показатель для территории Городокской возвышенности оказался наиболее информативным. Его значения фиксируют разновозрастные части макроформы. В пределах Центрального ледораздельного массива коэффициент не превышает 0,5–0,6, при этом в Центрально-Городокской зоне он понижается до значений 0,2–0,4, а на периферии Вировлянской и Хвошновской зоны возрастает до 0,55–0,65. При этом Езерищенскому поясу краевых образований соответствует коэффициент 0,7–0,9. И далее к северу, на прилегающих к возвышенности территориях Хвошновской и Руднянской равнин, а также Невельской гряды коэффициент вертикальной расчлененности составляет уже 0,9–1,2.

Таким образом, морфометрическое исследование Городокской возвышенности позволило повысить надежность районирования её рельефа. По различиям морфометрических показателей в структуре рельефа Городокской возвышенности хорошо выделяются два гляциоморфологических комплекса стадийного ранга: оршанский и браславский. Ледниковый рельеф оршанской стадии образует Центральный ледораздельный моренный массив, а браславской стадии – Езерищенский пояс краевых образований. В рельефе Центрального ледораздельного моренного массива прослеживаются внутреннее глядиоструктурное ядро – Центрально-Городокская зона и краевая зона по его периферии – Хвошновская на востоке и Вировлянская зоны рельефа на западе возвышенности. Наиболее представительными количественными показателями рельефа для данной территории являются длина, высота, крутизна склонов, численность холмов и коэффициент вертикальной расчлененности рельефа.

1. Чеснулявичус А.А. Морфометрическая оценка рельефа дуговых частей конечноморенных гряд возвышенностей Литвы. Вильнюс: АН Литовской ССР, 1986. 11с.

2. Кайрюкшис Л.А., Басаликас А.Б., Микалаускас А.П., Милос И.В., Чеснулявичус А.А. Оценка расчлененности рельефа Литвы для целей моделирования регионального развития // Труды АН Литовской ССР. 1983. Серия Б. Т. 5(138). С. 85–93.

Н. Ф. Гречаник

Брестский государственный университет им. А.С. Пушкина, Брест Беларусь

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДОЛИНЫ Р. ПУЛЬВА

Река Пульва берет начало на территории Польши. Длина реки составляет 54 км, из них 42 км приходится на территорию Беларуси. Площадь водосбора составляет 535 км², в пределах Беларуси – 475 км². Длина водосбора 34 км, средняя ширина – 15,7 км. Рисунок водосбора симметричный. Высота над уровнем моря варьирует от 160 до 192 м. Река несет свои воды в пределах Высоковской моренно-водно-ледниковой равнины, принимая воды 17 притоков, крупнейшим из которых является река Котерка длиной 15 км. Большинство притоков, особенно левосторонних, имеют висячие устья. Русло реки канализировано на протяжении 18,2 км. Пульва впадает в р. Западный Буг. Бассейн Западного Буга является трансграничным бассейном включающим территорию Беларуси, Украины и Польши. Основной источник питания реки – поверхностный сток. Основная часть стока формируется за счет паводков, связанных с продолжительными летне-осенними и редкими, но интенсивными зимними дождями. Кроме этого поступление воды осуществляется во время весеннего таяния снега и выходов подземных вод.

Современный облик долины Пульвы сформировался в течение длительного проявления процессов эрозии и аккумуляции. Интенсивность и особенности проявления этих процессов определялись литологическими разностями слагающих пород и особенностями тектонического строения территории. Долина реки имеет трапециевидный поперечный профиль. Глубина вреза в верхнем течении составляет от 1 до 5 м, в среднем – 20 м и в нижнем – 35 метров. Днище долины занято низкой поймой и руслом реки. Особенности строения долины, русла и условий течения Пульвы позволяют выделить три ее участка – верхний, средний и нижний. Верхний участок простирается от истока до д. Мыкшицы, средний – от Мыкшицы до д. Гремяча и нижний от Гремяча до устья. В верхней части долины наследует участок маргинальной Гуминско-Тростяницкой ложбины стока талых ледниковых вод. На этом участке ложбина имеет ширину до 150 м и глубину вреза от 1,5 до 5 м. Склоны ложбины пологие, сложены песчано-гравийным, суглинистым, реже глинистым материалом. Русло реки в днище ложбины канализовано. Ниже по течению от д. Мыкшицы речная долина имеет четкие очертания. Четко выделяется двухсторонняя низкая пойма и извилистое русло шириной от 1,5 до 4,0 м. Левобережная часть речной долины на этом участке подверглась техногенной переработке в ходе строительства железнодорожного полотна, соединяющего г. Брест и станцию Высоко-Литовск. В двухстах метрах ниже моста дороги Мыкшицы – Рясна долина в правобережной части резко расширяется на протяжении около двух километров. Ширина заболоченной качкарной поймы достигает восьмисот метров. Поверхность поймы слабо наклонена к современному руслу. Пойма заторфована и покрыта многочисленными биогенными формами рельефа, среди которых доминирующими являются осоковые кочки и многочисленные разновысотные кротовины. Мощность торфа составляет от 0,8 до 1,2 м. Правосторонняя часть поймы изрезана мелиоративными канавами. По правобережью на склоне долины четко выделяются слабонаклоненные абразионные уровни двух озерных террас. В шурфе, заложенном на поверхности верхней террасы, были вскрыты косослоистые разнозернистые пески, гравий, мелкая галька, валуны и разновысотные обломки раковин пресноводных моллюсков и тонкие прослойки, выполненные растительным детритом черной окраски. Наличие гравия, мелких неокатанных обломков кристаллических пород и валунов в отложениях высокой террасы свидетельствует о высоком уровне воды в водоеме и активном протекании абразионных процессов, разрывом выше расположенных на склоне моренных отложений. Разрез отложений нижней террасы включает хорошо промытый разнозернистый песок с обломками раковин моллюсков и прослойки растительного детрита. Ниже этого древнего озерного расширения долина резко сужается по сравнению с выше- и нижерасположенными участками и представляет собой типичный участок ярко выраженной долины прорыва. Ниже по течению от г. Высокое долина реки расширяется, прорезая платообразные и холмистые поверхности морено-водно-ледниковой равнины. В левобережной части долины в урочище Борок, дд. Кусичи, Гремяча, Хутор Гремяча, Волчин фрагментарно выделяются слабонаклоненные поверхности флювиогляциальной террасы. Склон этой террасы, особенно у д. Гремяча изрезан оврагами и поросшими кустарниковой растительностью балками. В нижнем течении долины Пульвы прорезает первую надпойменную террасу и высокую пойму р. Западный Буг. Долина Пульвы на этом участке сужается, а глубина вреза увеличивается до 35 метров, пойма становится узкой, а русло достигает максимальной ширины – 8,5 м.

Значительная часть долины Пульвы занята поймой. Пойма Пульвы – это незначительно приподнятая над межнным уровнем воды в реке часть дна долины, покрытая травяной, кустарниковой, реже древесной растительностью, в период половодья затопляемая водой. Пойма выполнена материалом трех типов аллювиальных фаций – русловой, подстилающей самую нижнюю часть поймы, пойменной, которая кроет русловую фацию, и старичной. Пойма на различных участках речной долины бывает двухсторонней (сегментная) и односторонней (параллельно-грядистая). По характеру особенностей рельефа в долине Пульвы преобладает сегментная разновидность поймы, параллельно-грядистая пойма выделяется в пределах долины в урочище Борок, где сама долина заметно расширяется. На этом участке долины по правому ее борту выделяются узкие, длинные (до 40 м) параллельные руслу невысокие гряды и разделяющие их межгрядные понижения. Межгрядные понижения заболочены, а в некоторых из них расположены небольшие озера. В пределах сегментной поймы, доминирующей в долине Пульвы, четко выделяется прирусловая и центральная части и реже – притеррасная. На участках прирусловой части поймы почти повсеместно выделяется прирусловой вал, образованный песком во время половодья или паводков. Наиболее четко прирусловой вал выражен в районе гидрологического поста г. Высокое и у д. Ставы. В пределах центральной части поймы, как правило, относительно возвышенной, расположены линейно ориентированные песчаные гряды, а в понижениях располагаются небольшие старицы бобовидной, подковообразной форм. Старицы, расположенные в непосредственной близости к современному руслу, возникли в результате «геоморфологической» деятельности речного бобра. В местах долинных бобровых поселений возникает много троп и нор. Тропы и норы в извилистом и меандрирующем русле способствуют размыву берегов, развороту и смещению излучин, прорывом перешейки и спрямлением русла. Отсеченный участок русла постепенно заполняется аллювием и превращается в старицу. Таких стариц много на участке долины от г. Высокое до д. Огородники. Параметры поймы в долине реки варьируют в больших пределах. Так, у д. Мыкшицы ширина двусторонней поймы составляет 62 м, южнее г. Высокое – 202 м, максимальная ширина поймы наблюдается у д. Котера и составляет около 700 м. На этом участке долины пойма сильно заболочена, заторфована и покрыта осоковыми кочками. В средней части речной долины Пульвы в пойме выделяются крупные участки староречий. Длина таких участков достигает до 120 м, ширина – 5–8 м.

Самую низкую часть речной долины занимает русло Пульвы. Русло имеет ширину от 0,8 до 8,5 м. Руслообразующие наносы представлены илистым, песчано-гравийно-галечным, реже валунным материалом. Русловой аллювий имеют незначительную мощность в средней части реки 0,8 м, а в приустьевой части она увеличивается до 2,6 м. Максимальные скопления аллювия приурочены к перекатам и небольшим по размерам оголовкам островов в нижней части реки. Для русла реки характерны прибрежные песчано-гравийные косы, возникающие при нарушении безотрывного обтекания потоком изгибов береговой линии. В пределах плесовидных ложин и вдоль обрывистых берегов обнажаются глеевые отложения с ожелезненными, бурыми и ярко-синими, вивианитовыми тонкими прослойками. Переформирование аккумулятивных русловых форм рельефа происходит в период высоких половодьев и паводков за непродолжительное время. К расширениям русла и его редким разветвлениям приурочены перекаты, сложенные крупнообломочным материалом. На участке русла реки от д. Мыкшицы и до д. Ставы насчитывается 68 перекатов (2013 г.). Среди рек, протекающих по территории Брестского Полесья, р. Пульва отличается наибольшим средним значением падения русла, величина которого составляет 79,02 см/км. На участке русла от д. Хмели до д. Загородняя уклон реки составляет 87,71 см/км, а у д. Огородники – 190 см/км. Это, возможно, связано с пересечением рекой линии Высоковского разлома.

Для русла реки характерна высокая степень меандрирования. Средний коэффициент меандрирования Пульвы равен 1,38. В верхнем течении, на участке от д. Мыкшицы до г. Высокое он составляет 1,13, а на участке от южной окраины г. Высокое до д. Хмели – 2,01. Меандры имеют различную форму. Преобладающими меандрами являются сегментные, а так же, сундучные, омеговидные, сложные и реже – заваленные. Перечисленные формы излучин русла Пульвы являются свободными или блуждающими. Они возникли среди рыхлых аллювиальных осадков слагающих пойму. Наряду с ними для Пульвы характерны и вынужденные меандры. Они возникли в результате отклонения русла речного потока естественным препятствием. Примером такой излучины является изгиб сундучной формы русла на участке дд. Волчин –

Дубовое – Загородняя. В этом месте русло реки огибает естественное возвышение рельефа в виде небольшой моренной гряды.

Охарактеризованные черты морфологии речной долины Пульвы и особенно висячие устья малых левосторонних притоков указывают на современную тенденцию развития реки – глубинную эрозию.

В. Н. Губин

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь

ГЛЯЦИОТЕКТНИКА И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ РЕСУРСОВ УГЛЕВОДОРОДОВ

Несмотря на то, что в учении о нефти вопрос о воздействии покровных материковых оледенений только поднят и требует дальнейшего углубленного изучения, уже сейчас ряд фактов довольно успешно трактуется с этой точки зрения.
Э.А. Левков (1980, с.256)

В области древнематерикового оледенения устанавливаются проявления деформаций земной коры, вызванные тектонической деятельностью ледниковых покровов, или гляциотектоники. Одной из важнейших проблем гляциотектоники является выявление закономерностей влияния плейстоценовых оледенений на формирование зон нефтегазоаккумуляции в платформенных бассейнах. При этом особое внимание уделяется группе гляциотектонических процессов, проникающих в глубокие горизонты осадочного чехла: воздействию нагрузок мощных ледяных масс на субстрат, гляциоизостатическим поднятиям, гляциальной активизации разломов и пликтивно-блоковых структур.

Теоретической предпосылкой для решения рассматриваемой проблемы являются результаты гляциотектонических исследований, выполненные выдающимся отечественным геологом-четвертичником профессором Эрнстом Аркадьевичем Левковым, создавшим научную школу в области новейшей тектоники и геодинамики. Он успешно развивал гляциотектонику как научное направление, имеющее научно-теоретическое и прикладное значение в четвертичной геологии и геоморфологии, тектонике и геодинамике, учении о полезных ископаемых. В своей научной деятельности он уделял большое внимание полевым геологическим исследованиям, в том числе аэровизуальным наблюдениям, гляциотектоническому картографированию на основе космической информации. Выявленные Э.А. Левковым закономерности проявлений гляциотектоники создали теоретико-методическую основу для решения многих геологопоисковых задач, в том числе в связи с прогнозированием залежей нефти.

Проблема формирования ресурсов углеводородов в платформенных бассейнах под воздействием покровных оледенений довольно сложна и требует синтеза комплекса геодинамических факторов, определявших генерацию, особенности образования и переформирование нефтяных залежей. Под влиянием ледниковых нагрузок резко увеличивалось геостатическое давление в осадочной толще, что приводило к отжатию флюидов из горных пород и перемещение пластовых вод и углеводородов в направлении движения ледяных масс. При этом пополнялись существующие нефтегазоносные зоны и возникали новые залежи нефти, особенно по периферии, или дистальной области ледниковых щитов. Ширина зон влияния ледников на процессы миграции и аккумуляции углеводородов возможно достигала от нескольких десятков до первых сотен километров. С гляциотектонических позиций наиболее перспективными в нефтеносном отношении являются участки осадочных бассейнов, покрывавшиеся несколькими оледенениями.

На стадии деградации ледниковых покровов и снятия нагрузки ледяных масс заметно активизировались гляциоизостатические движения, оказавшие также влияние на формирование зон накопления углеводородов. Так, в Центральноевропейском нефтегазоносном бассейне большинство выявленных к настоящему времени крупнейших месторождений нефти (в области Северного моря – Статфьорд, Брент, Найниан и др.) расположены в пределах осевой зоны валлообразного гляциоизостатического поднятия, существовавшего 18 - 12,5 тыс. лет назад (Былинский, 1990). Менее крупные нефтяные залежи концентрируются в аналогичных зонах вдоль рек Нейсе, Одра и Варта, а также в Люблинско-Львовской области.

В плейстоцене территория запада Восточно-Европейской платформы в пределах Беларуси пятикратно охватывалась оледенениями, приходившими со стороны Фенноскандии. При этом днепровский ледник полностью перекрыл рассматриваемый регион, наравский, березинский и сожский его большую часть и лишь поозерский ледник занимал север Беларуси. Длительность ледниковых эпох составляла около 100 тыс. лет, при общей продолжительности четвертичного периода 1,8 млн лет (Основы..., 2004). За этот короткий, с геологических позиций временной интервал, геодинамические процессы, вызванные развитием ледниковых покровов, привели к заметному увеличению абсолютных высот рельефа земной поверхности и усилению контрастов геоморфологических форм. Оледенения способствовали активизации тектонических структур платформенного чехла, а также влияли на процессы миграции и аккумуляции углеводородов.

При проведении гляциотектонических реконструкций и установлении закономерностей формирования нефтяных залежей под воздействием покровных оледенений важную роль играют космогеологические методы (Губин, 2013, Губин, Левков, 1983). На космических снимках (КС) гляциодислокации в отложениях квартала дешифрируются по дугообразной форме в плане и приуроченности к системам ледниковых ложбин. Дуговидные цепи напорных конечных морен образуют языковые комплексы шириной внешних дуг около 15-30 км. В свою очередь сближенные гляциотектонические формы группируются в более массивные краевые пояса, уверенно различаемые на КС. Анализ КС совместно с материалами геологосъемочных работ позволяет выявить пространственные закономерности в распределении, прежде всего, последнего поозерского ледника, проникавшего на территорию северо-востока Оршанской впадины.

В пределах Припятского грабена (палеорифта) на основе структурного дешифрирования КС, в том числе с учетом гляциотектонических критериев, устанавливаются системы разломов, блоковые, блоково-пликативные и пликтивные структуры в нефтеносных комплексах верхнедевонских отложений, контролируемые как известные зоны промышленного нефтегазоаккумуляции, месторождения нефти, так и перспективные на залежи углеводородов участки.

Древнематериковые оледенения оказывали существенное влияние на переформирование залежей углеводородов в Припятском палеорифте. Максимальная мощность днепровского ледника здесь достигала 1,0–1,5 км (Левков, 1980), что создавало значительную нагрузку на продуктивные в нефтеносном отношении толщи девонских отложений. После деградации ледникового покрова территория осадочного бассейна интенсивно воздымалась, оказывая тем самым воздействие на зоны накопления углеводородов. Нагрузка ледяных масс обусловила активизацию тектонических движений и разломов, изменению гидродинамического режима, что способствовало заключительному переформированию нефтяных залежей (Левков, Лавров, 1974). Гляциотектонические процессы оказали влияние на генерацию углеводородов и образование залежей нефти в подсолевом, межсолевом и верхнесолёном нефтеносных комплексах верхнедевонских

отложений, прежде всего в Северном нефтегазоносном районе, охватывающим Северную зону ступеней Припятского грабена.

В Припятском палеорифтовом бассейне заметное погружение покровных образований и давление на низлежащие породы платформенного чехла, включая нефтепродуктивные горизонты верхнего девона, происходило также во время наиболее ранних наревского и березинского оледенений. Дистальная область наревского ледника тяготеет к северо-западному сегменту Речицко-Вишанской зоны нефтегазонакопления, которая включает наибольшее количество месторождений и содержит основные разведанные запасы нефти в Припятском грабене. Нефтяные залежи в этой зоне приурочены к северному поднятому и южному опущенному крыльям ступенеобразующего Речицко-Вишанского разлома. Ловушки углеводородов в их пределах контролируются преимущественно блоковыми структурами в подсолевом нефтеносном комплексе, антиклиналями, примыкающими к разломам, а также блоками в межсолевом комплексе. По периферии наревского ледника располагаются Восточно-Дроздовское, Борисовское и Вишанское месторождения нефти.

В связи с оценкой нефтеносности Внутреннего грабена Припятского палеорифта следует обратить внимание на перспективные, с точки зрения нахождения залежей углеводородов, площади, расположенные в дистальной полосе березинского ледникового покрова. Геолого-геофизическими методами здесь установлены Сколодинская и Буйновичко-Наровлянская зоны потенциального нефтегазонакопления. В верхней соленосной девонской толще Сколодинской зоны выделяются Каменское и Мозырское криптодиapiровые поднятия, в галитовой субформации и в брекчии кепрока которых могут быть выявлены залежи углеводородов. Для верхнесоленосного комплекса типичны литологически ограниченные залежи в органогенных постройках внутрисолевых прослоев. Буйновичко-Наровлянская зона потенциального нефтегазонакопления сопряжена с Кустовническим и Наровлянским криптодиapiровыми поднятиями, в пределах которых в перспективе планируется проведение нефтепоисковых работ.

Конфигурация краевой зоны березинского ледникового покрова согласуется с Туровской депрессией Припятского грабена. В связи со слабой геолого-геофизической изученностью этой территории актуальна проблема оценки перспектив ее нефтеносности на основе комплексирования космогеологических и сейсмических методов.

На северо-востоке Оршанской впадины краевые гляциотектонические комплексы поозерского оледенения в плане образуют крупный дуговидный выступ шириной до 100 км и протяженностью порядка 150-170 км. Его формирование связано с развитием витебской ледниковой лопасти, в центральной части которой располагается ореховский краевой гляциокомплекс шириной в несколько десятков километров и протяженностью 40-50 км, отчетливо выраженный на КС. В рассматриваемом регионе дешифрируемая полоса фронтальных ледниковых комплексов имеет отклонения в пределах 15-25 км от проведенной ранее границы максимального распространения поозерского ледника.

Гляциотектонический фактор возможно влиял на условия формирования залежей углеводородов в пределах Оршанской впадины. Благодаря ледниковым нагрузкам в платформенном чехле могли создаваться структуры, благоприятные для экранирования нефтяных залежей. Основные перспективы нефтеносности рассматриваемого осадочного бассейна могут быть связаны с мощными терригенными толщами рифея и венда, которые являются хорошими коллекторами и образуют практически единую проницаемую часть резервуара. Залежи нефти могут быть в пределах тектонически экранированных ловушек и локальных поднятий, образующих возможные зоны нефтегазонакопления (Познякевич и др., 1997). Однако слабая изученность нижних структурных комплексов платформенного чехла Оршанской впадины единичными сейсмическими профилями и отдельными скважинами не позволяет в настоящее время оценить перспективы ее нефтегазонаосности.

Периферическая полоса поозерского оледенения, включая Ореховский краевой ледниковый комплекс, тяготеет к Витебской мульде, наиболее погруженной северо-восточной части Оршанской впадины. Она представляет собой изометричную структуру субмеридионального простирания длиной ее около 100 км и шириной 70-80. Максимальная величина погружения кристаллического фундамента в осевой части мульды достигает -1672 м (скв. Рудня). В центральной части Витебской мульды располагается Богущевское локальное поднятие субмеридионального простирания, которое может служить зоной нефтегазонакопления. В его своде пробурена скв. 2 Лиозно, вскрывшая поверхность фундамента на отметке -1470 м (Коницев, 2012).

Формирование зон накопления углеводородов в Витебской мульде Оршанской впадины могут быть связаны с гляциоизостатическим воздыманием территории в дистальной зоне поозерского ледника. Дешифровочными критериями рассматриваемых гляциодеформаций на КС служат разрывы рек на потоки, текущие в противоположных направлениях, изменения в ориентировке водотоков, подпруживание рек и образование озер. Инверсия речного стока отчетливо диагностируется на КС в пределах внешнего края витебской ледниковой лопасти. Здесь многие реки, принадлежащие бассейнам Днепра и Западной Двины, имеют уплощенные водоразделы с относительными превышениями рельефа около 10-20 м, а сама водораздельная линия близка к границе последнего ледника.

Рассматриваемые вопросы формирования залежей углеводородов в платформенных бассейнах под воздействием плейстоценовых ледниковых покровов нуждаются в дальнейшей всесторонней разработке. Проявления гляциотектоники следует учитывать при выделении перспективных площадей нефтегазонакопления во Внутреннем грабене Припятского палеорифта и в наиболее погруженной северо-восточной части Оршанской впадины на основе комплексного анализа результатов структурного дешифрирования КС и геолого-геофизических данных.

Былинский Е. Н. Валообразные гляциоизостатические поднятия литосферы и их возможное воздействие на расположение залежей нефти и газа на севере Европы // Геоморфология. 1990. № 4. С.3-13.

Губин В.Н. Космическое зондирование нефтеносных структур в Припятской нефтегазоносной области // Земля Беларуси. 2013. № 1. С. 40-44.

Губин В.Н., Левков Э.А. О геологической природе параллельно-полосчатого рисунка аэрокосмического фотоизображения областей древнематерикового оледенения // Исследования Земли из космоса. 1983. №6. С. 60-65.

Коницев В.С. Критерии и перспективы нефтегазонаосности осадочных бассейнов Беларуси. Минск: Экономпресс, 2012. 163с.

Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 260 с.

Левков Э.А., Лавров А.П. О влиянии покровных материковых оледенений на гидрогеологические процессы в Припятской впадине // Доклады АН БССР. 1974. Т. 18. №10. С. 921-924.

Основы геологии Беларуси / Под общ. ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарещкого, А.В. Матвеева, Я.И. Аношко. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2004. 392с.

Познякевич З.Л., Айзберг Р.Е., Синичка А.М. Оршанская впадина. Региональная оценка перспектив нефтегазонаосности // Геология и нефтегазонаосность запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Беларуская навука, 1997. С. 368-374.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ АЛТАЯ

На Алтае распространены различные типы россыпей (элювиально-склоновые, пролювиально-аллювиальные (ложковые), аллювиальные мелкозалегающие с «гравитационным» металлом с подразделением на – долинные, косовые, погребённые, террасовые; техногенные и техногенно-целиковые, конечных морен), однако главную роль играют аллювиальные долинные россыпи, в формировании которых доминирующее значение имеют геоморфологические факторы [Гусев, 2011]. По составу россыпи региона подразделяются на монацитовые, колумбит-танталитовые, золотые с платиноидами [Гусев, 2010; Гусев, 2011].

Монацитовые россыпи сосредоточены в верховьях р. Башелак и её притоков. Россыпи этого типа связаны с выходами гранитоидов боровлянского комплекса позднедевонского возраста и благоприятными геоморфологическими элементами речных долин, приуроченных к выположенной и выровненной палеогеновой поверхности выравнивания. Длина монацитовых россыпей варьирует от 1,5 до 3 км, а ширина от 20 до 400 м. Запасы монацита по категориям C_1 и C_2 варьируют от 81 до 165 кг.

Колумбит-танталитовые россыпи редки и приурочены к выходам гранитоидов белокурихинского комплекса позднепермско-триасового возраста. Длина россыпей этого типа колеблется от 1 до 3 км. Запасы колумбита по наиболее изученной россыпи ручья Феоктистова составляет по категории C_2 18,6 т. Следует отметить, что аналогичные танталит-колумбитовые россыпи по рекам Черновая и Сычёвка находятся на некотором удалении от коренных источников (редкометалльных пегматитов), располагаясь в выположенной части профиля рек.

Россыпи монацита, колумбита танталита и циркона развиты также по долинам рек Челюш, Тузукта, где имеются выходы коренных редкометалльных пегматитов.

Анализ эмпирических данных о распространённости золотоносных, монацитовых, колумбит-танталитовых, титан-циркониевых и других россыпей позволяют высказать представление о принципиально различных способах концентрации россыпеобразующих компонентов в аллювиальных россыпях – остаточной, отстающей и шлиховой. Это обуславливает формирование соответствующих типов россыпей: 1- автохтонных, пластовых и 2- аллохтонных, косовых. Установлена негативная разубоживающая роль склоновых процессов и важная позитивная роль дочетвертичных процессов в формировании аллювиальных россыпей современной долинной сети, определяемых особенностями геоморфологических процессов.

Доминирующая часть россыпей с благороднометалльной нагрузкой (золото и платиноиды) приурочена к переходной геоморфологической зоне. Последняя представляет собой субширотную полосу перехода от краевой части Бийско-Барнальской впадины к холмисто-низкогорной окраине горного обрамления покровно-складчатых сооружений Алтая и Салаира шириной от 50 до 100 км и протяженностью более 370 км. Эта переходная геоморфологическая зона обусловлена аномальным геологическим строением, обусловленным наличием широкой полосы долгоживущих разломов широтной и субширотной ориентировки, проявляющих активность и в настоящее время [Гусев, 2011]. Так, аллювий реки Бии в верхнем течении, где река имеет горный характер, слабо золотоносен ($1-10 \text{ мг/м}^3$). Повышенные (до 1 г/м^3 и выше) концентрации золота отмечаются лишь в нижнем течении, при подходе реки к Бийско-Барнаульской впадине, где происходит существенное выполаживание продольного профиля долины, способствующего отложению золота в россыпях. Они образовались в результате перемыва больших масс поступающего сюда из горных областей золотоносного (бассейны рек Лебедь, Ульмень, Саракокши) аллохтонного аллювия, а также собственных четвертичных террас. Аналогичная картина наблюдается также по рекам Катунь, Песчаная, Ануй и другим. При этом установлено, что дальность переноса мелкого золота, в отличие от автохтонного, в изученных аллювиальных отложениях составляет 30-50 км от низкогорного обрамления. Мелкое и тонкое золото, как и более крупное, подвергается механической обработке. В морфологии золота это выражается в интенсивном механическом преобразовании и сортированности золотин по гидравлической крупности, подтверждающая важную роль гидродинамического фактора в формировании косовых концентраций золота. Слабо окатанное и более крупное золото поступало из местных коренных источников и из «рудного» обломочного материала аллювия при его разрушении в процессе транспортировки. Присутствие в аллювии такого золота является важным поисковым признаком. Самородки золота встречаются только вблизи коренных источников. Так самый крупный самородок золота весом 24 кг найден в россыпи р. Чаныш вблизи коренных выходов кварц-золото-сульфидного типа. В самородке отмечены ксенотенные включения гранита. Самородки золота весом 7, 5, 3, 1 кг обнаружены в россыпи р. Калычак вблизи коренного золото-кварцевого проявления Мыс Корабель.

Установлена важная роль в образовании россыпей литологических факторов (наличия известняков), благоприятных для карстовых процессов с образованием крупных полостей, являющихся концентраторами золота. Для россыпи реки Сии протяжённостью 18,4 км была установлена приуроченность богатых участков россыпей к долинам рек, заложенных в пределах развития известняков, где отмечалась повышенная мощность аллювиальных отложений, связанная с широким распространением карстовых полостей. В 1949 г. Ю.П.Казакевич высказано предположение о существовании в бассейне р. Сии сохранившихся фрагментов палеодолины позднечетвертичного возраста в поле развития известняков палеозойского фундамента. Источником золота, по мнению Ю.П. Казакевич, являются кварцевые жилы, зоны окварцевания и сульфидизации, локализующиеся в metabазальтах манжерокской свиты нижнего кембрия.

Отмечено, что особый интерес представляют участки долин, врезанные в карбонатные породы фундамента, где могут быть выявлены карстовые «карманы» с промышленными концентрациями золота. По нашим данным наиболее концентрированные россыпи Сийского района и других участков Горного Алтая (Каянчино-Устюбинского района) приурочены к выположенным формам рельефа, маркируемым поверхностями выравнивания палеогенового возраста. Сотрудниками ЦНИГРИ (В.О. Конышев, Ю.М. Щепотьев, С.С. Вартамян) в 2004 г предложена новая геолого-структурная модель локализации золотоносных участков Сийского рудного узла в поднадвиговой зоне, где карбонатные породы среднекембрийской сийской свиты перекрыты козырьком пород нижнекембрийской атлинской свиты. Слепые тела золото-сульфидных и халькозин-гематитовых руд прогнозируются под козырьком надвига в карбонатных породах в приконтактовых частях массивов габбро-диоритов среднекембрийского возраста. В габбро-диоритах и сланцах ожидается выявление золото-сульфидно-кварцевых жил и прожилково-вкрапленных минерализованных зон, на продолжениях которых в карбонатную толщу могли сформироваться слепые тела богатых золото-сульфидных и халькозин-гематитовых руд. Самые крупные концентрации золота при этом приурочены к выположенной подкозырьковой части надвига, маркируемого вышеуказанной нами поверхностью выравнивания, подверженной значительным карстовым процессам по известнякам и мраморам. Увеличение концентраций золота обусловлено геоморфологическим фактором в сочетании с интенсивными процессами коробообразования.

Наиболее изученная долина р. Сии ящикообразная, в среднем и верхнем течении имеет ассиметричный профиль с крутым правым бортом и выположенным левым, постепенно переходящим в мягкоувалистые водоразделы. Золотоносными являются аллювиальные отложения, перекрывающие карстовые образования в правой части долины и залегающие на терригенных породах палеозойского фундамента с левого борта, наиболее богатая часть россыпи тяготеет к площади развития карста над известняками. Часто золотоносный пласт разделяется на верхний и нижний. Нижний пласт приурочен к карстовым «ямам», протягивающимся вдоль долины в днище реки более чем на 1400 м и развитым на контакте известняков сийской и терригенных пород убинской свит.

Форма золотин комковидная, лепешковидная, пластинчатая, реже неправильной конфигурации. Поверхность шероховатая, ямчатая, кавернозная. Края зерен изогнутые, извилистые, крючковатые. Окатанность золотин хорошая, отдельные самородки слабо-полуокатанные, редко не окатанные. На поверхности золотин наблюдаются пленки иногда налеты бурых охр, редко встречаются сростки с кварцем. Цвет золота ярко-желтый, золото мелкой фракции (+0,1мм) имеет зеленоватый оттенок.

Степень окатанности золотин уменьшается с уменьшением размера, если в классе 0,5-1,0 мм частично окатанные, полуокатанные и хорошо окатанные золотины находятся в равных пропорциях, то в классе 0,25-0,5 мм появляются слабо окатанные – 6,7 %, в классе 0,1-0,25 мм их 11,3%, в классе – 0,05 мм – 37,5%, а хорошо окатанные золотины в этом классе отсутствуют.

Пробность золота составляет 945%, спектральным анализом установлены следующие содержания элементов-примесей: медь – 0,01-0,1%, свинец – 0,01%, серебро – 0,1%, титан – 0,01%.

Геоморфологические особенности влияния на образование россыпей хорошо иллюстрируется по россыпи реки Каурчак. Наиболее благоприятными являются широкие выположенные долины, а узкие каньонообразные – не благоприятны. По геолого-геоморфологическим условиям россыпь делится на два участка нижний - от устья р. Андобы до устья р. Большой Магалак и верхний - от устья ключа Каменного до слияния Большого и Малого Каурчака. Части россыпи разделены инстративным каньонообразным отрезком долины протяженностью 5 км, на котором россыпь не выявлена.

Аналогичная ситуация отмечена и для долины реки Ульмень, где россыпи имеются на участках, совпадающих с поверхностями выравнивания характеризующимися широкой долиной реки, а узкие извилистые участки отличаются отсутствием золота в аллювии.

Таким образом, локализация россыпей на Алтае определяется геоморфологическими элементами, среди которых важнейшую роль играют: переходные зоны от горного сооружения к равнинной части региона и поверхности выравнивания, на участках которых протекают реки. Отрицательный фактор россыпеобразования – резко расчленённый рельеф.

Гусев А.И. Минералогия и полезные ископаемые Республики Алтай. Бийск: Изд-во АГАО, 2010. 385 с

Гусев А.И., Бедарев Н.П. Россыпи Алтая. Бийск: Изд-во ГОУВПО АГАО, 2011. 283 с.

Гусев А.И. Минералогия и полезные ископаемые Алтайского края. Бийск: Изд-во ГОУВПО АГАО, 2011, 365 с.

В. Л. Ильченко

Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ГЕОДИНАМИКА И ФОРМИРОВАНИЕ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

Аналитический обзор отечественных изданий по геологии за последние 10 лет показал, что авторы множества работ, посвящённых рудным объектам в кольцевых структурах (что следует из картографических иллюстраций), не знают о них, не понимают их значения или просто отказываются их замечать.

Земля медленно и неуклонно расширяется [Ларин, 1995 и др.], о чём мы можем судить по тотальной рельефности суши и дна океанов; её поверхность подвержена избирательной эрозии, а разнообразие форм зависит от вариаций прочности пород, которые обусловлены совокупным силовым воздействием на них, проявленным в системах трещин. Уникальность ландшафта каждого геоблока определяется комбинацией из двух элементов: прямолинейного и кольцевого; при этом кольцевые формы - явно - преобладают (рис.1).

Система трещин - главная предпосылка для развития гидротермального процесса; внешние границы блоков формирует глобальная система разломов, а внутреннее трещинное пространство отличается фрактальным строением и зависит от размеров и формы блока и, т.о., его модель рассчитать нетрудно [Ильченко, 2012]. Наложение такой модели на оригинал (физическую карту) сразу выявляет её совпадение с одними формами рельефа и несовпадение - с другими. Совокупность этих несовпадений - основная причина уникальности строения каждого блока земной коры.

Прямые формы в рельефе отражают систему планетных трещин (рифты, трансформные разломы) субмеридианного, субширотного и «диагонального» простираения. Кольцевые структуры взрывной (вулканы, трубки взрыва и др.) и гравитационно-тектонической (провалы, купола) природы относятся к *эндогенным*. Но самые распространённые на Земле «кольца» - астроблемы (метеоритные кратеры) - имеют *экзогенную* природу. Генотип колец можно легко определить по характерным признакам на месте, а на топографических картах и аэрофотоснимках астроблемы чётко выражены в рельефе (рисунок 1).

Удар метеорита создаёт в оболочке Земли пробой конической формы - область нарушений, где породы отличаются резким снижением плотности, что создаёт гравитационную аномалию и «искривляет» рельеф, по аналогии с релятивистским гравитационным искривлением траекторий полёта частиц и силовых линий в электромагнитных полях [Принцип..., 1973]. Метрические характеристики пробоя зависят от прочности пород «мишени» [Планета..., 2004] и ударника, параметры которого (состав, размер) можно определить по результатам наблюдений с применением принципа ЭГМ [Ильченко, 2013].

Трещиноватые зоны пробоя – «единицы» глобальной системы, которые связывает планетная система глубинных разломов и сейсмических границ тектонического расслоения внешней земной оболочки. Физические условия в зоне пробоя благоприятны для развития рудообразующих процессов: многие кольцевые структуры вмещают рудоносные провинции с месторождениями ценных полезных ископаемых некоторых типов (алмазы, уран, углеводороды и др.) [Горный, 2006].

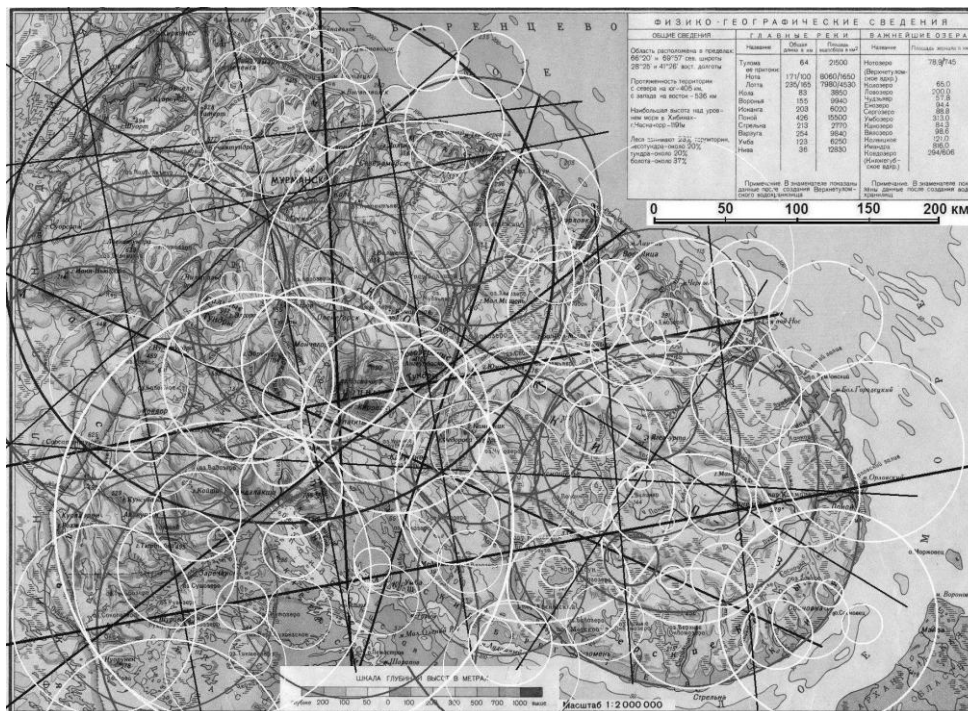


Рисунок 1. — Прямые и кольцевые линейменты в рельефе Кольского полуострова и его окрестностей (вариации диаметра выделенных колец $D \approx 10-400$ км).

Поля напряжений и все динамические процессы на Земле находятся под контролем приливно-волнового фактора [Ильченко, 2012], что реализуется во фрактальном пространственном распределении физических свойств пород - признак динамических систем самоорганизованной критичности [Бак, 2013]. Твёрдый прилив вызывает лунная гравитация: это резкий рывок с эффектом растяжения-сжатия породы и последующим всплеском электромагнитных и акустических колебаний, способных превратить фрагмент земной оболочки в колебательную систему с динамикой поля стоячих волн и соответственным расходом энергии на поддержание этих условий с последующим затуханием колебаний (степенной закон убывания амплитуды и делением волн на моды в шаговом ритме). Затухание колебаний приводит к заполнению пространства системы множеством неподвижных узловых точек - концентраторов упругой энергии [Ильченко, 2012], куда оттесняется часть упругих напряжений из зон пучностей стоячей волны. Узлы образуют ряды, сетки и структуру волнового поля, определяющую фрактально-иерархическое строение и весь дальнейший порядок разрушения объекта с его тектоническим расслоением и вариациями прочности пород земной поверхности (избирательность выветривания).

Влияние приливно-волнового фактора доказано моделью тектонического расслоения земной коры Печенгского блока как колебательной системы с динамикой стоячей волны, возникающая между параллельными границами-отражателями, в роли которых в модели использованы земная поверхность и сейсмическая граница Мохо (рис.2) [Ильченко, 2012]. Глубина залегания границы Мохо под Печенгой: $M=42 \pm 2$ км [Трипольский, 2004]. Модельные параметры были рассчитаны по формуле: $M_n = M/2^n$ (n - номер моды ($n = 0, 1$, целые числа), M_n - длина n -й моды (в таблице $M_n = L$)).

№	M0	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8
L, км	42±2	21±1	10.5±0.5	5.25±0.25	2.62±0.125	1.31±0.06	0.656±0.03	0.328±0.01	0.164±0.005

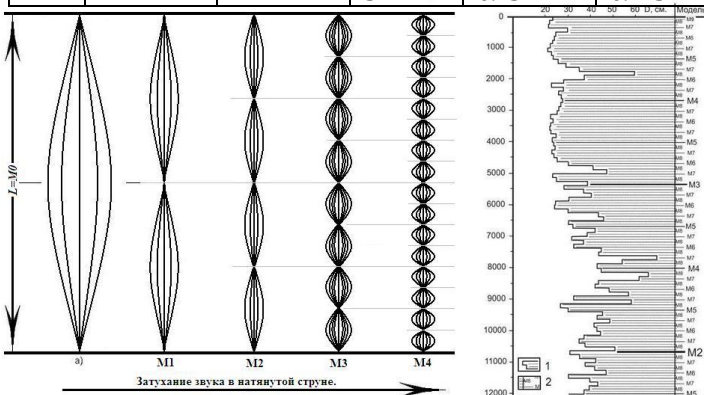


Рисунок 2. — Затухание звука в натянутой струне и модель расслоения земной коры как колебательной системы: 1 - динамические эффекты в породах (вариации диаметра скважины) по разрезу СГ-3, 2 - модельные границы.

Динамика гидротермальных рудообразующих систем зависит от земного тепла, но их структурные предпосылки - тектонические нарушения - могли развиваться на Земле с самого её «начала» - в экзогенный период эволюции - от мощных столкновениях планетозималей и метеоритных бомбардировок [Сорохтин, 2002], которые почти прекратились и экзогенный период перешёл в эндогенный - с регулярной приливно-волновой энергетической подпиткой и активизацией динамических и рудообразующих процессов в

волнообразно-пульсирующем ритме расширения Земли [Черных, 2013], перистальтическим массопереносом вещества [Добролюбов, 2005] в гидротермальных системах и в роли триггера землетрясений [Адушкин, 2010].

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант №14-05-00443.

Адушкин В.В., Спивак А.А. Приливная сила как триггер геофизических процессов в окружающей среде. /В сб.: Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 22-24 июня 2010 года): материалы Всероссийского семинара-совещания. /Ин-т динамики геосфер РАН; под ред. В.В.Адушкина, Г.Г.Кочаряна. - М.: ГЕОС. 2010. С. 8-18.

Бак П. Как работает Природа: Теория самоорганизованной критичности. Пер. с англ./Вступит. сл. Г.Г.Малинецкого. - М.: УРСС: Кн. Дом «ЛИБРОКОМ». 2013. - 276 с. (Синергетика: от прошлого к будущему. №66).

Горный В.Н., Караев Н.А., Гендерен, Ван Дж. Л., Фролов В.С. Камуфлетные взрывы как причина формирования структур индицирующих алмазоносные районы (по материалам дистанционных и геофизических методов) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса. 2006. Т.3. №2. С.225-241.

Добролюбов А.И. Волновой перенос вещества. Изд. 2-е исп. - М.: КомКнига, 2005. 256 с.

Ильченко В.Л. Моделирование тектонического расслоения земной коры как колебательной системы, возбуждаемой лунным приливом (на примере земной коры Печенгского блока, Балтийский щит). /Сб. материалов XIII междунар. конф. "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле". Ред.: Е.Б.Лебедев, А.Я.Салтыковский и др. Москва, 1-3 октября, Борок, 4 октября 2012 г. - М.: ИЦЦ ОИФЗ РАН. 2012. С.105-108.

Ильченко В. Приливные волны и динамическая эволюция Земли. - Саарбрюккен. LAMBERT Academic Publishing. 2013. 292 с.

Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли (новая глобальная концепция). - М.: Недра, 1995. - 110 с.

Планета Земля. Энциклопедический справочник «Тектоника и геодинамика». Ред.: Л.И.Красный и др. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 652 с. (МПР РФ, Федеральное агентство по недропользованию, РАН, ВСЕГЕИ).

Принцип относительности / Сборник статей по специальной теории относительности. М.: Атомиздат. 1973. 332 с.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд. МГУ, 2002. 506 с.

Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. - Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2004. 159 с.

Черных В.А. Математические концепции гидрогеомеханики [Текст]: учебное пособие. - М.: РУДН, 2013. - 447 с.

А. В. Кирикович

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь

О СТРУКТУРЕ И ГЕНЕЗИСЕ КОТЛОВИНЫ ОЗЕРА ВОРОНЕЦ (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ БЕЛАРУСЬ)

Озеро Воронеж находится в южной части Поставского района Витебской области, в 11 км на юг от г. Поставы, к югу от оз. Должа, между хуторами Воронеж и Петровщина. Оно относится к бассейну р. Мяделка. Площадь озера составляет 0,08 км², длина – около 0,36 км, наибольшая ширина – 0,27 км, а максимальная глубина достигает 31,2 м (Иванов-Смоленский, 2011). Береговая линия озера имеет в длину 1,26 км. В окрестностях озера развит грядово-холмистый рельеф, входящий в состав Свенцянских гряд. Междоузельной перемычкой оз. Воронеж отделяется от субгляциальной водно-эрозионной ложбины оз. Должа. Берега озера песчаные, высокие, поросшие лесом и кустарником. Дно песчаное, от берегов отделено крутыми склонами. Котловина озера имеет правильную воронкообразную форму со склонами одинаковой крутизны, которые, спускаясь к воде, оставляют узкую полосу отмели.

Котловину озера окаймляют холмы различного происхождения. С целью выяснения строения и генезиса котловины оз. Воронеж, исследовались холмы, обрамляющие озерную котловину. К северо-западу от оз. Воронеж на междоузельной перемычке оз. Воронеж и Должа располагается холм с вытянутой с запада на восток формой в плане. Холм протягивается на 250 м при ширине 125 м. В рельефе он имеет валообразную пологовыпуклую поверхность и симметричные склоны с крутизной 10-12°. Ядро холма слагает бурый моренный суглинок основной морены. Сверху моренные накопления перекрывают отложения флювиогляциальной дельты и абляционной морены вытаявания и сползания.

Вдоль восточного берега котловина оз. Воронеж также обрамляется холмом, который протягивается на юго-запад. В плане холм имеет изометричную форму, протяженность до 0,5 км. Холм расширяется в южном направлении. Очертания холма носят неровный, лопастный характер. Вершина холма широкая, сильно уплощенная, местами пологовыпуклая. Склоны длинные с крутизной 5-7°. Холм слагают флювиогляциальные дельтовые пески с линзами лимногляциальных отложений. С юга котловину оз. Воронеж окаймляет холм дельтообразной формы, постепенно сужающийся к югу. Размеры холма: 130 м в ширину, 150 м в длину. Поверхность его пологовыпуклая, склоны крутизной 5-7°. Холм строят лимногляциальные пески, отложения супрагляциальных дельт (песчано-гравийно-галечниковая смесь) и абляционная морены сползания.

Юго-западный берег озера обваловывает дугообразный холм. Он обрамляет оз. Воронеж с севера, северо-запада, запада и юго-запада. Холм прослеживается вдоль берега на 120 м при ширине 60-70 м. Поперечный профиль холма асимметричный. Склон, обращенный к озерной котловине, пологовыпуклый крутизной до 15°. Данный склон является склоном активного ледникового контакта. Дистальный склон более пологий (5-7°), протяженный и пологовыпуклый. В структуре холма выступает антиклинальная складка, ядро которой сложено моренными супесями и суглинками с прослоями лимногляциальных и флювиогляциальных отложений. Судя по морфологии и внутреннему строению, данная форма является гляциоинъективным холмом. Сверху складчатое ядро холма перекрывают дельтовые флювиогляциальные песчаные отложения.

В 0,6 км на юго-юго-восток от котловины оз. Воронеж находятся холмы овальной в плане формы. Они протягиваются с северо-запада на юго-восток, имеют длину до 130 м и ширину не более 120 м. Холмы имеют пологовыпуклые вершины и склоны крутизной до 11°. Холмы сложены озерно-ледниковыми песками, алевритами, глинами и являются лимнокамами. Отложения лимнокамов связаны с накоплениями супрагляциальных дельт, расположенными в районе котловины оз. Воронеж.

Таким образом, котловина оз. Воронеж представляет собой форму ледникового выдавливания. Она сформировалась в регрессивную фазу последнего оледенения в результате процессов выдавливания пластичного моренного материала ледникового субстрата. Материал ледникового ложа выжимался на борта котловины, где сформировал гляциоинъективные холмы. Значительные преобразования котловина претерпела в результате вытаявания глыбы мертвого льда, аккумуляции и наложения флювиогляциальных и других отложений на ранее сформированные инъективные формы, после чего она приобрела свой современный морфологический облик.

Иванов-Смоленский В.Г. Все озера Беларуси. Мн.: Самиздат, 2011. Т. 1. 312 с.
Якушко О.Ф. и др. Озера Белоруссии. Мн.: Ураджай, 1988. 216 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСТРОВА КУРУНГНАХ (РЕСПУБЛИКА САХА-ЯКУТИЯ, ДЕЛЬТА Р. ЛЕНЫ)

Необходимость геоморфологического картирования одной из крупнейших речных дельт мира – дельты р. Лены, вызвана потребностью знания истории образования и прогноза развития динамичной природной системы, развивающейся на границе река-море. Эти исследования являются фундаментальными исследованиями развития природной среды и продиктованы практическими интересами, например развитием местного судоходства, необходимостью получения знаний о колебаниях уровня моря на длительных отрезках времени (десяtkи - тысячи лет). Мелкомасштабное картирование с использованием материалов космических и аэрофотосъемок, а также геологическое и геоморфологическое описание островов проведено, и на его основании выделены основные этапы развития дельты (Большиханов, 2013). Крупномасштабное геоморфологическое картирование с использованием высокоточных геодезических приборов может значительно уточнить построенные карты и схемы развития дельты.

В рамках российско-германской экспедиции «Лена-2013» проводились полевые работы на острове Курунгнах (республика Саха-Якутия, центральная часть дельты Лены) по уточнению его геоморфологического строения. Изучение морфометрических параметров побережий проводилось путем профилирования склонов от уреза воды и в местах сочленения разновозрастных террас. Также попутно проводились описания геоморфологического строения и обнажающихся в уступах размыва отложений. В наиболее репрезентативных разрезах, где склоны не осложнены осыпями и обвалами, была замерена высота границы между породами ледового комплекса и нижележащими песчаными отложениями.

Одним из результатов работ явилась геоморфологическая схема о. Курунгнах, основанная также и на дешифрировании космоснимка Landsat 7 и топографических основ масштаба 1:200 000, 1:50 000.

Принято считать, что острова дельты р. Лены представлены поверхностями трех разновозрастных террас. На о. Курунгнах представлены: поверхность 3й террасы, сложенная породами ледового комплекса (поздний неоплейстоцен) и 1й террасы, сложенной голоценовыми отложениями. Анализ дистанционных материалов позволяет заметить наличие промежуточных поверхностей между этими террасами, что говорит о возможно более сложном геоморфологическом строении острова. Неоднородность поверхности 3й террасы по абсолютной высоте можно увидеть на топооснове и по фототону космоснимка. В восточной части острова терраса достигает высоты 55 м, к западу ее поверхность снижается на 30-35 м. Первая терраса гипсометрически более однородна, средняя высота составляет 10 м. Формирование подобного рельефа обусловлено взаимодействующим влиянием эндогенных и экзогенных сил. Остров Курунгнах расположен в центральной части дельты, в непосредственной близости от субмеридианального разлома, который разделяет ее на поднимающуюся западную часть и погружающуюся восточную (Григорьев, 1993). Таким образом, он не может не быть вовлеченным в новейшие тектонические движения. Их влияние можно проследить, например, на восточном побережье, где обнажаются породы ледового комплекса и их граница с нижележащими песками. Здесь, в наиболее возвышающейся части острова, при движении в южном направлении прослеживается постепенное топографическое увеличение высоты этой границы от 11 до 22.7 м над уровнем реки. Затем эта граница начинает постепенно снижаться. В СВ части побережья она фиксируется на высоте – 13.5 м, а несколькими км южнее – на 20.6 м. На противоположном, СЗ берегу граница толщ расположена на высоте 15 м.

Гипсометрически более высокое положение, занимаемое восточной окраиной о-ва, также можно объяснить влиянием новейших тектонических движений. Первоначально субгоризонтальная поверхность 3й террасы, сформировавшаяся в бассейновых условиях, при падении уровня моря и влиянии соответствующих климатических условий, стала подвергаться термокарстовому процессу. Если допустить, что при этом происходило дифференцированное поднятие различных частей о-ва, то какие-то его области могли дольше подвергаться размыву и, в конечном счете, при падении базиса эрозии обладать меньшими абсолютными высотами.

Таким образом, по результатам дешифрирования выделяется полого-увалистая равнина (3-я терраса), сформированная на останце пород ледового комплекса с преобладающими высотами 30-40 м. Она представлена субгоризонтальными участками с развитыми полигонами, центральная часть которых заполнена водой, и пологонаклонными поверхностями, относительно сухими, с термоэрозионными бороздами и оврагами. Гипсометрически ниже на высотах 30-10 м находится полого-увалистая равнина (2-ая аллювиально-эстуарная терраса), с преобладающими абс. высотами – 20 м. Ее поверхность характеризуется более развитым термокарстом, а отсюда и большие площади озер и аласовых котловин. Ко 2-й террасе и равнине примыкает 1-я аллювиально-эстуарная терраса, сформированная породами голоценового возраста. Максимальные абсолютные высоты равнины 11-14 м. Ее поверхность субгоризонтальная, с развитыми полигонами, большим количеством термокарстовых и старичных озер. Переход между террасами с В на З постепенный, плавный. В южной части Курунгнаха, в месте примыкания террас перепад высот составляет от 14 до 30 м на небольшом расстоянии. Продольный геоморфологический профиль сглаженный. Гипсометрически ниже 1-й террасы расположены высокая и низкая поймы. Они сложены переслаивающимися алевитовыми песками, песками, песчаными алевитами с растительными прослоями и обломками плавниковой древесины.

В центральной части о-ва котловины аласов сгруппированы в линейный, протягивающийся на всю длину о-ва, формируя понижение рельефа на 15 м. Внешне это похоже на русло водотока, которое вполне могло здесь быть при более высоком уровне моря. Затем на месте этого водотока происходило формирование котловин термокарстовых озер. В дальнейшем многие озера были спущены, оставив обширные аласы, позже подверженные повторному озерообразованию.

Побережье о-ва Курунгнах – это чередование различных комплексов форм рельефа, со своими преобладающими геоморфологическими процессами. Несмотря на многообразие видов поперечных профилей, можно выделить несколько главных геоморфологических типов побережий. Они подразделяются по морфологии склонов, литологическому составу, гидрологическому режиму на: термоэрозионный, термоденудационно-аккумулятивный, аккумулятивный.

Обнажающиеся на побережье породы легко разрушаются под действием термоденудации т.к. в их составе достаточно много льда (цемента или ледяных жил). В уступах размыва интенсивно идет процесс разрушения видимой над водой подошвы голоценовых отложений, после чего целые блоки пород оседают и уже быстрее разрушаются речным потоком. На пляжах происходит процесс наращивания в результате аккумуляции речных наносов. Отличающиеся по геоморфологическому типу берега обладают разными скоростями разрушения и отступления. Даже на близких участках

одного склона можно заметить существенные различия в объемах сносимого материала. Интенсивность разрушения также зависит от содержания льда в отложениях, новейших тектонических движений, изменениях климата и пр.

Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты р. Лены. СПб: ААНИИ. 2013. 267с.
Григорьев М.Н. Криоморфогенез устьевой области р. Лены. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН. 1993. 196 с.

**Н. В. Макарова¹, В. М. Макеев², Т. В. Суханова¹, А. Г. Дорожко²,
И. В. Коробова², П. С. Микляев², Е. А. Карфилова²**

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия.

²Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия,

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫЛА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТИКЛИЗЫ

Район исследования находится на юго-западном склоне Среднерусской возвышенности, структурно представляющем юго-западное крыло Воронежской антиклизы (Восточно-Европейская платформа). Новейшая тектоника этой территории неоднократно рассматривалась в целом ряде работ. Из них отметим работы Г.И. Раскатова [1967], выделившего основные структуры и установившего их связь со структурами фундамента. Большое значение в этих исследованиях Г.И. Раскатов придавал четвертичным отложениям, считая их одним из основных индикаторов выявления и развития новейших структур. Дальнейшее развитие взглядов о штамповой тектонике отражено в многочисленных работах А.И. Трегуба, обобщивших их в монографии [Трегуб, 2002]. Им выделены крупные мегаблоки кристаллического фундамента меридионального простирания, а в их пределах блоки разного ранга, имеющие причудливые очертания и границы. Эти границы А.И. Трегуб называет зонами динамического влияния разломов фундамента. Последние в неоген-четвертичном структурно-вещественном комплексе представлены узкими прогибами, валами, и смыкающими крыльями флексур, а также комбинациями этих типов в различных вариантах.

Для выделения и изучения новейших структур использован структурно-геоморфологический метод, включающий анализ топографических карт и аэро- и космоснимков, цифровые модели рельефа, деформации различных реперных горизонтов (подошвы новейших, кровли четвертичных отложений, структурных карт более древних горизонтов), анализ закономерностей развития эрозионно-денудационных и эрозионно-аккумулятивных форм). Кроме того использовались геологические, инженерно-геологические, гидрогеологические разрезы разного масштаба, вскрывающие строение дочетвертичных и четвертичных отложений, а также данные геофизики, бурения, линеаментного анализа и анализа трещиноватости разновозрастных пород, радоновой съемки, а также ряд признаков проявления четвертичных движений, полученных при изучении четвертичных отложений, форм рельефа и современных процессов. Трудностью использования указанных выше различных реперных поверхностей является широкое развитие четвертичных покровных лессовых отложений, скрывающих практически все стратиграфические границы.

На картах новейшей тектоники масштаба 1: 5 000 000 (1979; 1996) район исследования характеризуется относительно слабыми поднятиями, общая амплитуда которых за весь новейший этап достигла всего 250-260 м. Амплитуда рельефа в настоящее время составляет 116 м.

Основными новейшими структурами в районе исследования являются Коньшевско-Курское (на севере) и Сеймско-Пселское (на юге) поднятия, сопряженные с разделяющим их Сеймским прогибом. Они развиваются на моноклинально падающих в юго-западном направлении породах чехла, представленных юрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями, а также складчатых структурах фундамента. Глубина залегания последнего довольно резко повышается с юга на север от -200 м до +100 м. Поднятия состоят из менее крупных структур (Коньшевское, Курское, Реут-Сеймское и Реут-Пселское), сопряженных с локальными прогибами (Прутищенский, Реутский).

Основные поднятия являются частью более крупных структур, осложняющих свод Воронежского массива. Коньшевско-Курское поднятие является частью Поньринского радиально-кольцевого поднятия, Сеймско-Пселское поднятие является частью более крупного линейного поднятия, протягивающегося практически от долины р. Дон до долины р. Десна.

Согласно строению подошвы полтавской свиты (P_3-N_1), начинающей новейшей этап на юге Восточно-Европейской платформы, и кровле четвертичных отложений определено, что поднятия и прогибы разного ранга являются пологими изгибами платформенного типа. Подобные неотектонические формы, образующиеся в платформенных условиях, впервые были выделены В.И. Макаровым (Юдахин и др., 2003). С течением времени прогибы углублялись, прорезывались речными долинами, превращаясь в эрозионно-тектонические формы.

На фоне изгибных деформаций разрывы в новейшей структуре играют второстепенную роль. В исследуемом районе они не установлены. Здесь выявлена геодинамически активная зона (зона структурных несогласий) с платформенным характером развития, наследуемая долиной р. Сейм. В ней происходит сочленение разных по морфологии структур: к югу от зоны развиты преимущественно субширотные поднятия и прогибы, к северу — преимущественно радиально-кольцевые поднятия. С геодинамических позиций эти структуры формируются в разных условиях: первые под воздействием латеральных напряжений сжатия, наведенных с юго-востока, вторые — под влиянием субвертикальных напряжений сжатия, генерируемых в верхней мантии — нижней коре.

Наиболее крупная и протяженная древняя зона Железнодорожного разлома юго-восточного простирания, нарушающего фундамент, в новейшей структуре не выражена. Можно было бы предположить, что эта очень крупная древняя неоднородность активизируется в условиях современных неотектонических напряжений и деформаций. Однако этого не произошло. Возможно, что причиной является позиция (простирание) этой зоны относительно направленно действующих тектонических напряжений. В юго-восточной своей половине разломная зона подвержена влиянию тектонического усилия, направленного вдоль его простирания. В северо-западной половине она находится под влиянием усилия, действующего снизу вверх, что также не привело к концентрации повышенных напряжений вдоль древней разломной зоны.

Особым типом структур являются линеаменты, образованные в связи с современной активностью территории. Согласно их рисунку, исследуемый район отчетливо разделяется на два блока — северный и южный, разделенных геодинамически активной зоной. В северном блоке распространены линеаменты преимущественно субмеридионального простирания, в южном — преимущественно диагонального. Линеаменты частично согласуются с трещиноватостью четвертичных и меловых отложений, что позволяет связать их происхождение в северном блоке с ростом радиально-кольцевого поднятия и в южном блоке — с латеральным сжатием.

Главной морфологической особенностью всех структур является их ярко выраженная асимметрия: южные склоны крутые, а северные пологие. Соответственно комплекс четвертичных террас и слагающего их аллювия широко развит лишь на пологих склонах прогибов. Основные реки района – Сейм, Прутище, Реут – на протяжении четвертичного периода мигрировали к своим правым берегам, что объясняется не только ростом поднятий, заставляющих их смещаться в этом направлении, но и ротационными процессами.

Возраст поднятий и прогибов определен на основании исследования эрозионно-денудационных и эрозионно-аккумулятивных поверхностей, развитых в осевых частях и на склонах поднятий и обуславливающих их ступенчатое строение. Все они отражают процесс неравномерного поднятия и относительного прогибания территории в течение новейшего этапа. Наиболее древними и высокими являются средне- и позднелиценские поверхности. В них врезаны более молодые и низкие, представленные плейстоценовой и эоплейстоценовой поверхностями. Относительные превышения между ними составляют 10-20 м. На сопряженных склонах поднятий и прогибов развиты эрозионные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные неоплейстоценовые террасы, формировавшиеся в условиях циклического изменения климата на фоне неравномерно развивающихся тектонических движений. Их возраст коррелируется с возрастом аналогичных форм в сопредельных областях, подтвержденный археологическими данными и абсолютными датировками (Панин, 2001).

Более детально исследовано строение Сеймского прогиба, выполненного четвертичным аллювием. В морфологии долины р. Сейм на протяжении от Курска до Льгова выделяются участки, различающиеся строением и ориентировкой русла, формой его в плане, развитием поймы и мощностью голоценового аллювия. По данным бурения, мощность аллювия р. Сейм, особенно голоценового, слагающего пойму, изменяется на протяжении исследованного района. Обычная (нормальная) мощность пойменного аллювия Сейма составляет порядка 6-7 м, что соответствует мощностям характерным для платформенных рек типа Сейма. Выделяются ячеи относительного прогибания, где мощность аллювия увеличена и участки относительного поднятия, где она сокращена.

На участках относительного прогибания русловая зона реки расширена, русло интенсивно меандрирует или разделяется на протоки, уменьшается высота поймы, и в ней увеличивается мощность аллювия до 16-18 м. Также изменяются высота I и II террасы и мощности слагающего их аллювия. Такие участки на протяжении от Курска до Льгова имеют северо-западную ориентировку, в их расположении прослеживается кулисность. Расширенные участки разделяются относительно суженными, так называемыми «перемычками», где русло спрямляется и становится однорукавным, а мощность аллювия уменьшается. Здесь же, по данным бурения, отмечается слегка повышенное положение подошвы подстилающих меловых пород, связанное с тектоническим поднятием. Такие участки можно считать antecedentными. Кулисное расположение участков прогибания вместе с рисунком линеаментов предполагает действие праводвиговых напряжений в Сеймском прогибе.

На основании строения террас, поймы и мощности выполняющего их аллювия определены приблизительные глубины и скорости врезания русла р. Сейм, амплитуды и скорости поднятий в отдельные отрезки неоплейстоцена. Глубина вреза уменьшается от 30-35 м в среднем неоплейстоцене до 30-25 в позднем плейстоцене и до 20-22 м в голоцене. Скорости врезания за эти отрезки времени последовательно увеличиваются от 0,2 до 2,2 мм/год. По глубине вреза определены амплитуды тектонических поднятий за средний, поздний неоплейстоцен и голоцен. Они соответственно составляют от 20-25 м в голоцене, 35-42 м в позднем плейстоцене и 42-49 м в среднем плейстоцене. В соответствии с этими данными определены скорости вертикальных тектонических движений. Наблюдается последовательное увеличение скорости поднятий от среднего плейстоцена (0,2-0,3 мм/год) до позднего плейстоцена (0,4-0,5 мм/год) и до голоцена (2,5-3 мм/год).

Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Баслеров С.В., Борисова О.К. и др. Основные этапы истории речных долин Центра Русской равнины в позднем валдае и голоцене: результаты исследований в среднем течении р. Сейм // Геоморфология. 2001. № 2. С 19-34.
Раскатов Г.И. Неотектоническая структура территории Воронежской антиклизы // Тектонич. движения и новейшая структура земной коры / Матер. совещ. по проблемам неотектоники. М.: Недра, 1967. С. 180-184.
Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива // Труды НИИ Геологии Воронежского госуниверситета. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2002. Вып. 9. 220 с.
Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы // Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

В. М. Макеев¹, Е. А. Карфилова¹, Н. В. Макарова²

¹ ИГЭ РАН, Москва РФ, ² Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва Россия

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЙ БЛОК МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА В МОДЕЛИ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ОСТРОВЕЦКОГО РАЙОНА БЕЛАРУСИ)

Технологии географических информационных систем значительно обогатили инструменты морфометрического анализа, особенно на основе детальных топографических данных, позволяющих строить качественные цифровые модели рельефа (ЦМР). Описание методов и значимости морфометрического анализа рельефа в структурно-геоморфологическом картографировании присутствует в работах отечественных и зарубежных геоморфологов (Шарый, 2006, Moore, 1992, de Smith, 2013). Проведение морфометрического анализа является обязательным элементом для типологического районирования в модели структурно-геоморфологического картографирования.

В образовательные программы ВУЗов естественнонаучного направления по курсам ГИС-технологий входят практикумы по задачам построения и первичного анализа ЦМР. Развитие практических работ по морфометрическому анализу в виде образовательных геоинформационных ресурсов позволяет решать задачи подготовки специалистов, владеющих современными инструментальными возможностями, и прививает вкус у студентов к исследовательской работе.

Развитие инструментального морфометрического анализа обуславливается потребностями структурно-геоморфологического картографирования, которые формализуются при наличии качественных топографических данных, позволяющих строить ЦМР, проводить анализ характеристик рельефа, обобщать характеристики для выявления типовых форм и типологического районирования рельефа территории. Данные возможности реализованы ИГЭ РАН в проектных геоэкологических исследованиях строительства объектов атомной энергетики на территории Нижегородской области РФ и Островецкого района Беларуси. В геоинформационных проектах на основе топографических карт в масштабе 1:10000 инструментальный блок морфометрического анализа включает задачи:

1. Проверка корректности ЦМР.
2. Расчет оценок крутизны склонов по заданному направлению.

3. Классификация склонов для платформенных территорий.
4. Построение трехмерного представления и отмывки рельефа с выделением типологических характеристик территории.
5. Построение серии профилей к выделяемым фрагментам.
6. Оценки вертикальной расчлененности рельефа земной поверхности и подошвы четвертичных отложений.
7. Оценки ковариации (степени подобия) расчлененности рельефа земной поверхности и подошвы четвертичных отложений.
8. Построение модели поверхностного стока.
9. Оценки горизонтальной расчлененности рельефа земной поверхности.
10. Построение градиентов падения склонов.
11. Задачи районирования территории по выделению типичных форм рельефа.
12. Расчет геостатистики типологического районирования.

В приводимом обзоре инструментального блока содержатся характеристики исходных данных, параметры расчетов и получаемые результаты. Программно-технологическое обеспечение реализовано в среде ArcGIS 9.2 или ArcView и привлечением дополнительных модулей, доступных пользователям ESRI на сайте arcscrippts.esri.com; название модулей приводится в скобках.

1. Корректировка ЦМР осуществляется на основе регулярной интерполяционной сетки ЦМР в формате GRID, в результате решения находятся и заполняются так называемые «раковины/ sinks» в модели рельефа (Spatial.DEMFill).

2. Расчет уклонов по заданному направлению осуществляется на основе GRID с вводом параметра - азимутального направления склона (Directional slope). Решение задачи основывается на данных GRID уклонов и экспозиции склонов, в режиме экспресс-анализа расчет производится в экстенде фрагмента с характерным азимутальным простиранием. Решение задачи позволяет выделить фрагменты территории с величинами уклонов в 2-3 раза больше средних значений в целом по территории.

3. Классификация склонов для платформенных территорий основывается на переклассификации крутизны склонов и анализа устойчивости склонов на основе морфометрических оценок (Smorth Analysis). Представление различных склонов на платформенных территориях затрудняется малыми значениями уклонов, поэтому необходим переход к переклассификации крутизны склонов по типу: $a_{n+1} = a_n + q \cdot n$, где $q \sim (0,15 - 0,2)$, например: 1 класс – 0–0,15°; 2 класс – 0,15–0,3°; 3 класс – 0,3–0,6°; 4 класс – 0,6–1,05°; 5 класс – 1,05–1,65°; 6 класс – 1,65–2,40°; 7 класс – 2,40–3,30° и т.д. Анализ устойчивости склонов для платформенных территорий использует наименьшую величину кривизны – 0,01, задание крутизны склонов основывается на переклассификации крутизны склонов. В результате расчетов получают количественные оценки классификации склонов по устойчивости (Landform class).

4. Построение трехмерного представления и отмывки рельефа с выделением типологических характеристик территории - дугообразных форм, поднятий и прогибов (Spatial Analyst&3D Analyst). Задача получила повсеместное распространение; качество результатов зависит от навыков и опыта картографирования.

5. Построение серии геоморфологических профилей к выделяемым фрагментам (Spatial Analyst&3D Analyst). Направление профилей для выделяемых фрагментов зависит от экспозиции склонов. В результате решения 4 -5 задач выделяются уровни выравнивания.

6. Оценки вертикальной расчлененности рельефа. Наиболее распространенная оценка вертикальной расчлененности производится по равномерной сетке ЦМР в окрестности 3-5 соседних ячеек как разница между максимальным и минимальным значениями высот – GRIDzrange (Spatial Analyst, Neighborhood Statistic). Дополнительно с этой оценкой для сравнения выделяемых фрагментов территории производится расчет индексов:

- Относительный топографический индекс рельефа - Index A (relative topographic position) - метрика шероховатости рельефа или местной высоты (local elevation index) (Jenness, 2002): $\text{Index A} = (\text{GRIDz} - \text{GRIDzmin}) / (\text{GRIDzrange})$,

- относительного отклонения высоты - Index B (deviation elevation) - метрика глубины рельефа по отклонениям высоты (topographic roughness, Ascione et al. 2008): $\text{Index B} = (\text{GRIDzmean} - \text{GRIDz}) / \text{GRIDzrange}$, где: GRIDz - значение высоты рельефа в центре окрестности грид, GRIDzmean и GRIDzmin – соответственно среднее и минимальное значение высоты рельефа в рассматриваемой окрестности.

7. Оценки вертикальной расчлененности используются для цифровой модели рельефа не только земной поверхности, но и для выделяемых в модели картографирования опорных горизонтов геологической среды, в первую очередь, подошвы четвертичных отложений. Результаты оценок вертикальной расчлененности земной поверхности и подошвы четвертичных отложений анализируются между собой по степени подобия, или наследования с помощью оценок ковариации (GridCovariance в модуле GRID ANALYST). Результаты расчетов по Островецкому району Беларуси показали высокую степень ковариации (0,90) между вертикальной расчлененностью земной поверхности и подошвой четвертичных отложений.

8. Модель поверхностного стока. В модель поверхностного стока (Hydrological model) входят расчеты: направления стока (Flow direction), длины стока (Flow length), зоны аккумуляции стока (Flow accumulation) и границы водоразделов (Watershed). Важнейшими характеристиками водоразделов являются объемы стоков по суммам зон аккумуляции и удельная оценка объемов стока на единицу площади водораздела.

9. Оценки горизонтальной расчлененности рельефа земной поверхности. Расчет плотности распределения зон аккумуляции стоков на территории позволяет получить оценки горизонтальной расчлененности рельефа земной поверхности.

10. Построение градиентов падения склонов (Flowvect). Градиенты падения строятся на основе множества точек, принадлежащих изогипсам ЦМР (с равным интервалом между собой); в эти точки делается экспорт из гридов экспозиции и уклонов, что позволяет строить вектора, у которых направление – экспозиция склона, длина – крутизна склона.

11. Задачи районирования территории по выделению типичных форм рельефа. Наиболее содержательная и трудная часть модели структурно-геоморфологического картографирования производится на основе анализа количественных характеристик морфометрического анализа и общего понимания рельефа. В структурно-геоморфологической карте Островецкого района Беларуси были выделены формы рельефа: поверхность пойма, первая и вторая терраса, ложбины, камы, озы, конечно-моренные гряды, моренная равнина, задровые равнины: относительно высокие, относительно низкие, плоские и пологоволнистые (Макарова и др., 2013).

12. Расчет геостатистики по выделенным формам рельефа. К выделенным формам рельефа рассчитываются показатели геостатистики (как минимум): оценки среднего, минимального/максимального значений, ранга и стандартного отклонений, строятся гистограммы и определяется закон распределения величин.

Предлагаемое описание является тезисным, направленным на описание последовательности и состава задач морфометрического анализа на основе инструментария, используемого в модели структурно-геоморфологического картографирования. Успешная реализация геоинформационных проектов основывается на тесном сотрудничестве

геологов, геоморфологов и специалистов по цифровой картографии. Картографические результаты работы предполагается иллюстрировать на постере. Авторы предполагают необходимость дальнейшего развития инструментария, приветствуют обсуждение его полноты и надеются на сотрудничество с Белорусским государственным университетом по созданию образовательных геоинформационных ресурсов.

Макарова Н.В., Макеев В.М., Матвеев А.В., Суханова Т.В., Санько А.Ф., Дорожко А.Л., Коробова И.В., Зерницкая В.П. Четвертичные отложения и структурно-геоморфологическая характеристика Свирско-Ошмянской территории Беларуси // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых. Материалы VII Университетских геологических чтений/ Минск: изд-во ЦЕНТРАБІУ, 2013. С. 92-94.
Шарый П.А. Геоморфометрия в науках о земле и экологии, обзор методов и приложений // Известия Самарского научного центра РАН. 2006. № 8(2). С. 458-473.
De Smith M., Goodchild M., Longley P. Geospatial analysis – A comprehensive guide to principles, techniques and software tools [A free web-based GIS resource]. 4-th Edition. 2013.
Moore I.D., Grayson R.B., Ladson A.R. Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications // Hydrological Processes. 1991. 5(1). P. 3-30.

А. В. Матвеев

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь,

ИНТЕНСИВНОСТЬ СОВРЕМЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОВЕРХНОСТИ БЕЛАРУСИ

Несмотря на то, что территория Беларуси расположена в пределах Русской равнины и древней Восточно-Европейской платформы, современные процессы преобразования земной поверхности проявляются здесь достаточно разнообразно, а в ряде случаев их интенсивность достигает таких значений, при которых экономика страны несет существенные потери (снижается плодородие почв, разрушаются здания, сооружения, дороги, сельхозугодья, ухудшается качество воздушной среды, подземных и поверхностных вод), уничтожаются исторические памятники, эталонные формы рельефа.

Именно поэтому исследованию процессов современного морфогенеза уделяется большое внимание во всех развитых странах мира, в том числе и в Беларуси. В частности, трудами белорусских геологов и географов (Жилко, 1986; Жуховицкая, Генералова, 1991; Курзо, 2005; Матвеев, 1990; Махнач, Матвеев, 2009; Павловский, 1994; Пидопличко, 1961, 1975; Современная динамика ..., 1991 и др.) изучены особенности проявления различных видов современной геодинамики, прежде всего эрозионных, биогенных, эоловых, суффозионных, карстовых и техногенных процессов, осадконакопления в водотоках и водоемах, техногенного морфогенеза, современных тектонических движений. Выполнены первые оценки экологических последствий современного преобразования рельефа, построена серия разномасштабных карт морфодинамики. Однако, каких-либо общих количественных оценок трансформации земной поверхности практически не сделано. В то же время необходимо отметить, что эти данные имеют важное значение для разработки предложений по минимизации неблагоприятных последствий проявления современного преобразования земной поверхности, для выделения территорий, в пределах которых такие предложения должны реализовываться в первую очередь. Сказанное послужило предпосылкой для постановки соответствующих исследований, результаты которых изложены ниже.

Общеизвестно, что современное преобразование земной поверхности протекает под влиянием трех основных классов рельефообразующих процессов – эндогенного, экзогенного и техногенного. Однако, интенсивность эндогенных процессов (в основном вертикальных и горизонтальных движений земной коры) на древних платформах невелика и измеряется первыми мм в год, причем направленность перемещения нередко меняется во времени. Поэтому каких-либо существенных современных перестроек земной поверхности не происходит, особенно по сравнению с деятельностью экзогенных и техногенных процессов.

В целом современные факторы экзогенного и техногенного рельефообразования способствуют в конечном итоге выравниванию земной поверхности, хотя в конкретные интервалы времени морфологическая выраженность проявления рассматриваемых процессов может быть разной. Так, плоскостная эрозия, осадконакопление в озерах, дефляция, планирование территории при строительстве, рекультивация нарушенных земель, дорожное строительство сопровождается вылаживанием территории, а при проявлении линейной эрозии, суффозии, карста, гидротехническом строительстве, добыче полезных ископаемых, складировании бытовых и промышленных отходов происходит возрастание глубины и густоты расчленения земной поверхности.

Поэтому для оценки интенсивности экзогенных и техногенных процессов автором использованы не морфологические характеристики создаваемых форм рельефа, а такой показатель как масса отложений, перемещаемая различными геоморфологическими агентами в течение года на площади в 1 км². Основным фактическим материалом для этих расчетов послужили картографические данные в перечисленных выше публикациях, иллюстрирующие особенности проявления отдельных видов процессов на территории региона, а также аналогичные построения, выполненные под научным руководством автора в процессе многолетних исследований в Институтах геохимии и геофизики и природопользования НАН Беларуси.

Для получения необходимых количественных характеристик и оценки современной трансформации земной поверхности карта территории региона была разбита на 553 квадрата площадью 400 км² каждый (вдоль государственной границы в эти квадраты частично попадают территории соседних государств). Для вычисления интегральной оценки интенсивности современных геоморфологических процессов использовались данные по проявлению эрозии временных и постоянных линейных водотоков, плоскостных потоков, пыльных бурь, карстовых, суффозионных процессов, озерной седиментации, накоплению торфа, подземной химической денудации и массе отложений (грунтов), перемещаемых при различных видах хозяйственной деятельности.

По каждому из этих процессов рассчитывались средние значения их интенсивности, которые помещались в центры квадратов и затем с помощью соответствующей компьютерной программы строились карты в изолиниях. Особо следует подчеркнуть, что кроме перечисленных выше процессов преобразования рельефа на территории региона проявляются и другие виды денудации (гравитационные, элювиальные, криогенные и абразионные). Однако, их доля в суммарном перемещении материала на земной поверхности невелика (до 1-2%), а учитывая сложный характер картирования и расчетов интенсивности этих процессов, количественная характеристика этих процессов не проводилась.

Для получения интегральной оценки современной трансформации земной поверхности в каждом квадрате суммировались значения интенсивности наиболее распространенных видов экзогенных и техногенного морфогенеза, а затем была составлена соответствующая карта (рис.). Судя по этой карте и выполненным расчетам, интенсивность проявления современных рельефообразующих процессов может быть оценена массой переносимого материала, которая варьирует в основном в интервале 200-1200 т/км²/год при минимальных и максимальных значениях соответственно около

60 т/км²/год и 2000-2100 т/км²/год. Эти данные позволяют заключить, что на территории региона в течение года перерабатывается (перемещается) слой отложений преимущественно толщиной 0,1-0,7 мм при общих колебаниях от 0,03 мм до 1,2 мм. Для сравнения приведем рассчитанные значения естественной денудации равнин СССР 0,005-0,025 мм/год (Эрозионные процессы, 1984). Очевидная разница полученных величин объясняется достаточно активным техногенным воздействием на земную поверхность региона, которая местами может превышать интенсивность естественной денудации равнинных территорий, а также региональными особенностями строения рельефа – распространением уникальных форм краевых ледниковых образований.

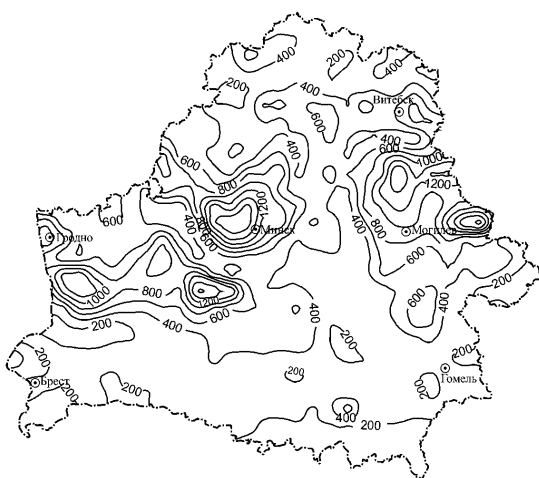
Чтобы оценить вклад в величину общей трансформации земной поверхности естественных и техногенных процессов, были отдельно рассчитаны интегральные оценки проявления экзогенных и техногенных процессов. По этим расчетам вариации величин переноса материала экзогенными процессами в основном расположены в диапазоне 100-900 т/км²/год (экстремальные значения колеблются от 15-40 т/км²/год до 2000 т/км²/год), то есть в течение года в процессе естественного переноса материала перерабатывается слой отложений мощностью преимущественно 0,05-0,5 мм (минимальные и максимальные значения соответственно составляют 0,008-0,022 мм и 1,1 мм).

Масса отложений (грунтов), перемещаемых техногенными процессами, в основном варьирует в интервале 150-300 т/км²/год (от 45 до 450 т/км²/год). Эти данные в пересчете на всю площадь региона позволяют заключить, что в процессе деятельности человека ежегодно смещается слой отложений мощностью 0,08-0,16 мм при минимальных и максимальных значениях 0,01 мм и 0,24 мм.

Сопоставление выполненных расчетов интенсивности перемещения отложений и грунтов различными классами геоморфологических процессов показывает, что соотношение естественных и техногенных факторов в трансформации земной поверхности заметно варьирует по площади региона. В частности, доля техногенной составляющей в северной и южной частях региона в преобразовании земной поверхности превышает 50%, а на значительных площадях Белорусского Полесья составляет более 80%. В противоположность этому естественная трансформация земной поверхности играет основную роль в центральной части Беларуси.

Подобное соотношение различных факторов в изменении земной поверхности вполне объясняется различиями в строении рельефа. Наибольшие значения активности экзогенными процессами тяготеют к геоморфологической области Центральнобелорусских возвышенностей и гряд, что вполне объяснимо, так как для этой территории присущи наибольшие колебания абсолютных отметок рельефа, достаточно широко распространены легкоразмываемые и выщелачиваемые отложения (лессовидные супеси и суглинки, на отдельных участках близповерхностное залегание меловых пород). Рельеф северной и южной Беларуси более выположен, здесь обширные пространства заболочены, поэтому интенсивность естественных рельефообразующих процессов в основном понижена, а основное преобразование поверхности происходит под влиянием хозяйственной деятельности (мелиорация, строительство, добыча полезных ископаемых).

Количественная характеристика интенсивности проявления современных геоморфологических (экзогенных и техногенных) процессов (т/км²/год)



Блакiтнaя кнiга Бeлapyci // Энциклапeдiя. Мiнск, 1994. 415 с.
Жилко В.В. Водная и ветровая эрозия. Минск, 1986. 55 с.
Жуховицкая А.Л., Генералова В.А. Геохимия озер Белоруссии. Минск, 1991. 203 с.
Курзо Б.В. Закономерности формирования и проблема использования сапропеля. Минск, 2005. 224 с.

Матвеев А.В. История формирования рельефа Белоруссии. Минск, 1990. 144 с.
Махнач Н.А. Делювиальные и солифлюкционные отложения Беларуси. Минск, 1994. 150 с.
Махнач Н.А., Матвеев А.В. Подземная химическая денудация на территории Беларуси // Весті НАН Беларусі. Серыя хімічных навук. 2009. № 1. С. 72-75.
Павловский А.К. Закономерности проявления эрозионных процессов на территории Беларуси. Минск, 1994. 106 с.
Пидопличко А.П. Торфяные месторождения Белоруссии. Минск, 1969. 160 с.
Пидопличко А.П. Озерные отложения Белорусской ССР (генезис, стратиграфия и некоторые качественные особенности). Минск, 1975. 120 с.
Современная динамика рельефа Белоруссии / Под ред. Б.Н. Гурского, А.В. Матвеева. Минск, 1991. 102 с.
Эрозионные процессы / Под ред. Н.И. Маккавеева и Р.С. Чалова. М., 1984. 256 с.
Якушко О.Ф. Озероведение. География озер Белоруссии. Минск, 1981. 223 с.

Т. А. Новак

Львовский национальный университет им. Ивана Франко, Львов, Украина

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ МИЗОЧСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Тенденция к заложению тальвегов эрозионной сети в соответствии с направлением трещиноватости подстилающих горных пород позволяет с помощью сопоставлений получать информацию относительно особенностей геологического строения исследуемой территории и её тектоники. Использование современных ГИС-технологий существенно упрощает математический анализ эрозионной сети.

Мизочская возвышенность принадлежит к структурно-денудационным, платообразным, среднерасчлененным возвышенностям [1]. Её морфологические черты определяются главным образом особенностями геологического строения. Кровлю дочетвертичных пород формирует известняковый пласт сарматского возраста 10–12 м [2], который бронирует подстилающие породы, существенно влияя на ход флювиальной эрозии. Существованием этого пласта объясняется платообразная структура возвышенности и значительная глубина её расчленения. Мизочская возвышенность обладает признаками структурного рельефа, что отображается также на строении её эрозионной сети.

Территория возвышенности принадлежит к четырем речным бассейнам: р. Иква (10,6% от общей площади возвышенности), системы рек Збытки-Вилии (60,8%), р. Стубла (13%) и р. Устье (15,6%). Возвышенность наклонена в южном и юго-восточном направлениях и отчетливо асимметрична, что также существенно влияет на строение её эрозионной сети.

Для анализа овражно-долинной сети Мизочской возвышенности были выделены тальвеги эрозионных форм и присвоены им порядки, согласно методике А. Страллера [6]. В ходе работы использовались топографические карты масштаба 1:10 000. Минимальная длина тальвега составила 50 м.

Согласно результатам анализа карты порядков эрозионных тальвегов, можно сделать ряд выводов. Асимметрия Мизочской возвышенности хорошо отображается в распределении тальвегов высоких порядков. На долю бассейнов рек Иква, Стубла и Устье приходится лишь 7,3% от общей длины тальвегов наивысших (V и VI) порядков, в то время как их площадь составляет 39,2% от территории возвышенности. Это обусловлено положением основных водоразделов возвышенности, которые тяготеют к северному и западному её краям. Еще одной характерной особенностью есть аномалии показателя бифуркации r_f . Согласно Р. Хортону [3], отношение суммарной длины потоков соседних порядков одного бассейна является постоянной величиной в условиях его нормального формирования на гомогенном геологическом субстрате.

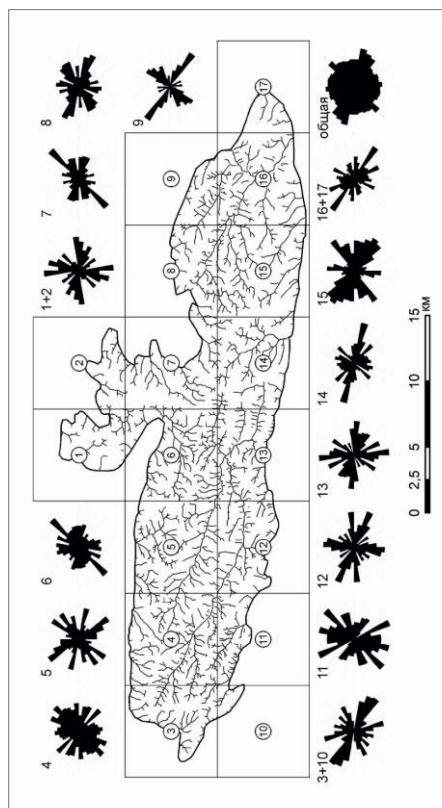


Рис. Картограмма ориентировки эрозионных тальвегов

На территории Мизочской возвышенности этот показатель часто изменяется в широком диапазоне. Одним из районов, где эта вариация наиболее выраженная, есть западная часть бассейна р. Збытинка. Здесь почти отсутствуют тальвеги IV порядка, что приводит к резким колебаниям показателя r_f . Это является следствием формирования структурно-денудационного рельефа при значительном влиянии геологического строения и геотектонических движений.

Важным фактором, который определяет ориентировку трещиноватости пород, и, соответственно, доминирующие направления эрозионных тальвегов, есть геотектонические движения. Благодаря структурным особенностям рельефа Мизочской возвышенности, основные направления тальвегов прослеживаются довольно четко.

За основу математического анализа ориентировки эрозионных тальвегов взята методика А. Рибolini и М. Спагноло [5]. Территория Мизочской возвышенности была покрыта сеткой квадратов со стороной 7 км. Для каждого квадрата с помощью ГИС-технологий вычислено суммарную длину тальвегов в пределах отдельных диапазонов азимутов (10°). Во внимание принимались только тальвеги, начиная с II порядка и выше. Это объясняется тем, что достаточная согласованность тальвегов I порядка с трещиноватостью пород не была обнаружена вследствие предварительной оценки. Линии тальвегов были разделены на спрямленные отрезки, азимут каждого из которых определялся отдельно. Средняя длина отрезка составила около 300 метров. Согласно результатам вычислений, для каждого квадрата построены розы-диаграммы ориентировки тальвегов (данные квадратов с малым количеством тальвегов были объединены) (рис.). Также не бралась во внимание направленность тальвегов, поэтому розы-диаграммы симметричны.

Полученные розы-диаграммы показали довольно четкую согласованность ориентировки эрозионных тальвегов с доминирующими направлениями трещиноватости. В 11 из 15 роз-диаграмм один или несколько секторов превышают порог 10%, в то время как гипотетический показатель длины сектора идеальной гомогенной розы-диаграммы составляет 5,5% ($100/36 \times 2$). Анализируя розы-диаграммы, можно выделить несколько районов с доминирующими направлениями заложения тальвегов. Доминирующие азимуты южного и западного районов возвышенности (бассейны рек Збытинка и Иква) колеблются в пределах $100-130^\circ$ (и, соответственно, $280-310^\circ$). При этом в западной части территории они тяготеют к показателю $100-120^\circ$ (квадраты 3, 10, 12, 14), а в восточной — $120-130^\circ$ (квадраты 9, 15, 16, 17). В северных районах возвышенности (квадраты 4, 5, 6, 7) доминирует азимут 45° и смежные с ним направления. Перечисленные доминирующие направления также довольно четко прослеживаются на общей розе-диаграмме Мизочской возвышенности (рис.).

Последующий анализ картограммы тальвегов позволил сделать вывод, что приблизительной границей между двумя упомянутыми выше зонами с различной ориентировкой выступает водораздел между бассейнами рек Иква и Збытинка с одной стороны и бассейны рек Стубла и Устье — с другой.

Для сопоставления доминирующих направлений заложения тальвегов с рисунком эрозионной сети соседних территорий была использована цифровая модель рельефа (ЦМР), полученная от CGIAR-CSI v.4 [4]. Ввиду отсутствия данных математического анализа ориентировки эрозионных тальвегов в пределах соседних территорий, следующие выводы являются результатом субъективной оценки ЦМР. Доминирующий азимут ориентировки эрозионных тальвегов южной части Мизочской возвышенности совпадает с аналогичным показателем территории северной части Подольской возвышенности. В свою очередь, основное направление ориентировки тальвегов северных районов Мизочской возвышенности совпадает с аналогичным направлением для территории, которая является частью Волынской возвышенности и простирается севернее Мизочской возвышенности. Таким образом, главный водораздел Мизочской возвышенности разделяет зоны трещиноватости, которые не лимитированы уступами возвышенности.

Строение эрозионной сети Мизочской возвышенности соответствует структурно-денудационному характеру её рельефа. Вместе с выраженной асимметрией возвышенности этот фактор обуславливает характерное расположение эрозионных тальвегов и их распределение по исследуемой территории. Также обнаружены закономерности ориентировки тальвегов и присутствие нескольких зон с доминирующими направлениями ориентировки. Несогласованность границ этих зон с наиболее выраженными зонами разрывных нарушений позволяет сделать предположение, что поздние неотектонические движения в пределах исследуемой территории имели главным образом вертикальное направление. Следовательно, главные направления трещиноватости пород, которые обуславливают заложение эрозионных форм, сформировались в более древние геологические эпохи.

- Палієнко В.П., Баршевський М.С., Бортник С.Ю. та ін. Загальне геоморфологічне районування території України // Укр. геогр. журн. 2004. № 1. С. 3–11.
 Уженков Г.А., Герасимов Л.С., Шестопалов В.М. и др. Геологическая карта листа М-35-ХIV (Дубно). Отчёт Дубновской геолого-съемочной партии Львовской экспедиции за 1959–1960 гг. Киев, 1960. Кн. 1. 317 с.
 Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. Bulletin of the Geological Society of America 56, 275–370.
 Jarvis, A., Reuter, H.I., Nelson, A., Guevara, E., 2008. Hole-filled SRTM for the Globe Version4: CGIAR-CSI SRTM 90 m database. (srtm.csi.cgiar.org).
 Ribolini, A., Spagnolo, M., 2008. Drainage network geometry versus tectonics in the Argentera Massif (French–Italian Alps). Geomorphology 93, 253–266.
 Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. Transactions of the American Geophysical Union 38, 913–920.

СОВРЕМЕННЫЕ ЭКОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ РЕЧНЫХ ДОЛИН БЕЛАРУСИ

Геоморфологический режим на определенной территории предполагает относительно устойчивое состояние характерных форм рельефа и соответствующих рельефообразующих процессов в пространственном и временном аспектах. Любые изменения в рамках определенного геоморфологического режима практически не изменяют рельеф. Геоморфологический режим – это совокупность процессов рельефообразования и форм земной поверхности, определяющая тип состояния, ход истории и тренд развития геоморфологических систем за определенный отрезок времени (Бронгулеев и др., 2006). Понятие «геоморфологический режим» было предложено В.Вад. Бронгулеевым (Бронгулеев, 2000) и выделяется по особенностям морфологической структуры, истории и направленности развития, степени выраженности в рельефе факторов рельефообразования. В концепции геоморфологических режимов, в основном, совместно рассматриваются эндогенная и экзогенная составляющие морфогенеза. Однако при решении многих задач возможно раздельное изучение эндогеоморфологического и экзогеоморфологического режимов.

Современное своеобразие рельефа Беларуси определяется широким развитием аazonальной флювиальной морфоскульптуры, формирующейся в соответствии с существующим структурно-тектоническим планом территории, особенностями дифференциации покровных отложений и физико-географическими условиями экзогенного морфогенеза.

Флювиальный рельеф представляет собой результат функционирования единого эрозионно-аккумулятивного цикла: делювиальный смыл и аккумуляция, линейная эрозия и аккумуляция временных водных потоков, эрозия и аккумуляция постоянных водных потоков. Перераспределение вещества и энергии осуществляется в системе **водоразделы - склоновые поверхности - речные долины**, где каждый уровень предполагает развитие определенных рельефообразующих процессов и характерных форм рельефа. Долины крупных рек – базисные поверхности, экодинамические режимы которых определяют современный морфогенез (направленность и интенсивность) в пределах водосборов.

Процессы, протекающие в пределах речных долин можно классифицировать следующим образом.

Класс припольных экзогенных процессов включает два типа: *субаквальные эрозионно-аккумулятивные и субаэральные эрозионно-аккумулятивные процессы*.

Субаквальные эрозионно-аккумулятивные процессы характеризуются морфодинамическим типом русла. Выделяются 5 типов – ленточногрядовый, побочный, извилистый (меандрирующий), осередковый (русловая многорукавность), пойменная многорукавность.

Субаэральные эрозионно-аккумулятивные процессы объединяют пять групп:

1 группа – флювиальная, включающая такие процессы как: плоскостная эрозия и аккумуляция, эрозия и аккумуляция временных и постоянных водных потоков (притоки основной реки);

2 группа – гидрогеологическая (процессы, связанные с деятельностью подземных вод), включает: суффозионно-карстовые и подтопление;

3 группа – гравитационная - обвально-осыпные, оползневые и крип;

4 группа – эоловая: дефляция и аккумуляция;

5 группа – биогенная, включает заболачивание и торфонакопление.

Класс техногенных процессов. В его составе можно выделить: собственно-техногенные. в данном случае, человек выступает как непосредственный рельефообразующий фактор, создавая отрицательные формы (карьеры, котлованы и др.) и положительные (насыпи, отвалы, дамбы и т.п.) формы рельефа и техногенно-припольные, формирующиеся или активизирующиеся под влиянием деятельности человека (вырубка лесов, строительство автомобильных и железных дорог, распашка склонов и т.п.).

Наиболее распространенным, на территории Беларуси, является извилистый (меандрирующий) морфодинамический тип русла. Меандрирование практически целиком охватывает речную сеть бассейнов рек Западной Двины, Немана, Вилии, Сожа, Днепра, Припяти и других. Лишь на Западной Двине (выше Витебска и ниже Верхнедвинска), Немане (ниже г. Мосты), Вилии (ниже впадения Нарочи), Днепра (выше Орши) и Припяти (у г. Мозыря) отмечены участки немеандрирующего русла.

В долинах белорусских рек можно выделить следующие типы меандрирования

- Свободное меандрирование – характерно для широких долин крупных рек и для долин средних рек бассейна Черного моря. Наблюдается развитая пойма со сложным грядистым рельефом поверхности и большим числом стариц – остатков отделившихся петель русла. Оно обнаружено на 150 реках, но особенно четко эта разновидность меандрирования представлена на Березине, Свислочи, Друти, Соже, Припяти, Беседи и на других реках, свободном меандрирующих на всем протяжении. На крупных реках встречаются и другие типы руслового процесса. Участки свободного меандрирования имеют обычно значительное протяжение, так на Днепре ~375 км, Немане ~240 км, Западной Двине ~100 км. На реке Днепр отмечены разветвленные (фуркационные) участки, рукава которых также свободно меандрируют, что подтверждается наличием на пойме отпавших петель.

- Незавершенное меандрирование – распространено на больших и средних реках (Днепре, Соже, Припяти, Немане и других) в комплексе с разветвленным руслом.

- Пойменная многорукавность – образуется в широкой, развитой пойме, занимая значительную часть ее ширины. Резко выраженная пойменная многорукавность отмечена на 22 реках. Суммарная длина участков с этим типом составляет ~235 км. Участки рек с таким типом руслового процесса распространены на реках юга, занятой Полесской аккумулятивной равниной, в ее наиболее пониженных пространствах (Днепр, Припять, Сож, Беседь, Пина, Ясельда и другие).

- Ограниченное меандрирование – характерно для рек севера и востока Беларуси. Оно отмечено на Западной Двине и ее притоках – Лучосе, Березе, Велесе, Усвейке, Улле; на Днепре и его притоках – Соже, Вихре, Проне и других. На малых и средних реках, протекающих в условиях низин Полесья, также отмечается ограниченное меандрирование. Русловые процессы отличаются низкой интенсивностью, что обусловлено малыми уклонами русла, незначительным поступлением наносов с поверхности водосборов, низкими подтопленными берегами, наличием густых зарослей в русле и по берегам. Ограниченное меандрирование развито в верховьях многих притоков Припяти, Березины, Сожа.

- Встречаются немеандрирующие однорукавные речные русла с побочным типом руслового процесса. На таких участках преобладают вертикальные деформации русла. Основные переформирования русла сводятся к перестроению рельефа дна реки, которое выражается в размывах и намывах. Этот процесс обычно обусловлен сползанием по дну русла гряд различных размеров, в связи с чем наблюдаются периодические и изменения глубин, вызываемые продвижением и смещением гребней гряд. Часто крупные гряды располагаются в шахматном порядке, причем береговые, наиболее возвышенные, их части при спаде уровня обсыхают, образуя побочники, обычно закрепляющиеся растительностью, их

движение происходит только в периоды половодья и паводков. Этот тип руслового процесса не имеет широкого распространения на реках Беларуси. Он отмечен на участках Западной Двины, Немана, Днепра, Вилии, Каспли и других, протекающих в северной наиболее холмистой части территории, а также Припяти вдоль Мозырской возвышенности.

Субэпизональные эрозионно-аккумулятивные процессы по-прежнему проявляются в долинах рек Беларуси. Для речных долин северной и центральной частей республики характерно развитие плоскостной и линейной эрозии и аккумуляции, обвальнo-осыпных, оползневых процессов и крипа, эоловой дефляции и аккумуляции, которые интенсивно преобразуют бортовые части и террасовые уровни речных долин (Матвеев, 1991).

Слабоврезанные речные долины юга Беларуси практически не подвержены моделировке гравитационными и водно-эрозионными процессами, исключая участки долины Припяти (вдоль Мозырской возвышенности), Днепра (ниже г. Речица), Сожа (в районе г. Гомеля) и других рек. Здесь преобладают гидрогеологические, эоловые (дефляция и аккумуляция), биогенные (заболачивание и торфонакопление) процессы.

Для речных долин северной и центральной частей Беларуси характерен экзодинамический режим проявляющийся посредством вертикальных и горизонтальных русловых деформаций, переработкой ледниковых и водно-ледниковых отложений, а также формированием пойменных и террасовых уровней активно преобразующихся гравитационными и водно-эрозионными процессами.

Для речных долин юга Беларуси характерен экзодинамический режим с преобладающими плановыми деформациями русла, переработкой водно-ледниковых и аллювиальных отложений, переработкой пойменных уровней и развитием гидрогеологических, эоловых и биогенных процессов.

Бронгулеев В.Вад., Буланов М.П., Жидков М.П. и др. Геоморфологические режимы Евразии. М.: Медиа-ПРЕСС, 2006. 400 с.

Бронгулеев В.Вад. Современные экзодинамические режимы Русской равнины // Геоморфология. 2000. № 4. С. 3-17.

Матвеев А.В., Нечипоренко Л.А., Павловский А.И. и др. Современная динамика рельефа Белоруссии. Мн.: Наука і тэхніка, 1991. 102 с.

П. С. Пашенко, О. А. Карамушка

Институт геотехнической механики им. Н.С. Полякова НАН Украины, Днепрпетровск, Украина

МЕТОДЫ ПРОГНОЗА ЗОН НАРУШЕННОСТИ И СКОПЛЕНИЯ МЕТАНА В УГЛЕПОРОДНОМ МАССИВЕ

В настоящее время разрабатывается значительное количество методов прогноза нарушений на горных предприятиях, поскольку с ними связаны негативные динамические и газодинамические явления, безопасность работ и себестоимость добываемого сырья. По методам исследований, исходным посылкам и средствам достижения целей их в общем виде с некоторыми допущениями можно объединить в пять основных групп (В.Е. Забигаило, 1991): тектонофизическое и физико-математическое моделирование; геологическая документация и исследование керна и разрезов, обнажений, горных выработок; методы картографического и математического моделирования слоеобразующей поверхности; геофизические; комплексы различных методов. Эти методы несут детальную информацию о формах, генезисе и закономерностях размещения нарушений, об изменениях свойств и состояния горных массивов, позволяют осуществить реконструкции полей палеонапряжений и деформаций, сделать количественные оценки условий залегания нарушений, степени нарушенности, высказать предположения о направлениях и интенсивности нарушенности в пределах локальных площадей. Основными недостатками этих методов является их ограниченность и недостаточная надежность. Они достаточно трудоемки как при сборе первичных данных, так и при интерпретации этих данных. Существующие методы прогноза нарушений позволяют с определенной надежностью выделять места их расположения, а в некоторых случаях – оценивать их параметры. Однако, необходимо дальнейшее их совершенствование, направленное на упрощение и удешевление процедуры прогноза, повышение надежности и достоверности оценки местоположения и параметров нарушения.

На сегодняшний день методы прогноза нарушений позволяют выделять места расположения средне- и крупноамплитудных, а малоамплитудные частично устанавливаются горными работами, которые выполняются фактически «вслепую», поскольку прямые, экспрессные и надежные методы их определения не разработаны.

Одной из наиболее важных научно-прикладных задач в угольной геологии остается прогноз тектонической нарушенности, которая часто сопровождается снижением устойчивости пород почвы и кровли, другими негативными явлениями, влияющими на процесс угледобычи.

Для зоны влияния разрывных нарушений характерно значительное усиление трещиноватости угля и вмещающих пород при приближении к сместителю (И.С. Гарбер, 1979). Такое усиление происходит за счет увеличения числа систем трещин и возрастания интенсивности нарушенности в пределах каждой из систем трещин, что, в свою очередь, приводит к изменениям структурных характеристик пород и угля. Указанные изменения, выражающиеся в преобразовании формы, находят отражение на разных масштабных уровнях – от микро- до мегауровня.

В настоящее время на основе выделения квазикристаллов (В.А. Баранов, 1995, 2003) в геосреде разных масштабных уровней исследователи формулируют новые гипотезы и получают новые закономерности, которые могут быть использованы в самых разных направлениях науки и отраслях производства.

На основе установления закономерностей структурных преобразований углей в нарушенных зонах угольных пластов с помощью оптического метода – формирования квазикристаллов угля в зонах тектонических нарушений, разработана методика выделения нарушенных зон по структурным характеристикам углей. Применение этой методики позволило выделить нарушенные зоны в угольных пластах на шахтах Донецко-Макеевского, Красноармейского, Луганского геолого-промышленных районов Донецкого угольного бассейна.

Разработанная методика выделения нарушенных зон в угольных пластах послужила основанием для разработки методик оценки степени нарушенности таких зон.

Для определения степени нарушенности выделенных зон в угольных пластах выполнен расчет коэффициента интенсивности зон нарушенности ($K_{инз}$), который определяется как произведение ширины зоны с повышенным содержанием квазикристаллов и максимального значения количества (содержания) квазикристаллов, определенных в пробах, отобранных из исследуемой зоны. Этот коэффициент ($K_{инз}$) отражает закономерное увеличение интенсивности зон нарушенности при приближении к сместителю нарушения. На данную разработку получен патент Украины № 41111 на «Способ определения интенсивности зон нарушенности в угольных пластах».

Разработанная методика определения подзон в нарушениях угольных пластов основана на определении коэффициентов формы квазикристаллов угля, построении соответствующего графика по значениям этих коэффициентов, выделении подзон развития крупноамплитудных нарушений угольных пластов в зависимости от амплитуды нарушения и

расчете коэффициентов вариаций средних значений коэффициентов формы. На данную разработку получен патент Украины № 40685 на «Способ определения подзон в нарушениях угольных пластов».

Проблема дегазации углей и вмещающих пород при ведении работ на шахтах актуальна с того времени, как начала развиваться угольная промышленность. Когда в конце XVIII века в Бельгии, Франции и других странах были зафиксированы первые взрывы метана при ведении горных работ, в результате чего гибли горняки, дегазация отработываемых угольных пластов стала неотъемлемой частью технологического процесса при угледобыче. Природная газоносность на разных шахтах и в разных странах не сильно отличается, поскольку формирование угленосных бассейнов подчиняется общим закономерностям.

Эффективное решение проблем дегазации угольных шахт Донбасса позволит обеспечить не только безопасное ведение горных работ, но и, в перспективе, осуществлять утилизацию метана. Для оптимизации дегазации углепородного массива как поверхностными, так и подземными дегазационными скважинами, а так же для их продуктивной и продолжительной работы, важное значение имеет заложение этих скважин в зонах скопления метана. Под действием геологических процессов метан неравномерно распределяется как по площади, так и по глубине, образуя природные зоны скопления метана. Изучение и типизация природных условий, и геологических факторов, ведущих к формированию зон скопления газа, позволит выделять оптимальные участки в разных геолого-тектонических условиях для последующего их разбурирования.

Частично эти факторы были исследованы при прогнозировании выбросоопасности пород и угля, поскольку при отсутствии газа выбросы не происходят (В.Е. Забигаило, 1983). Проанализируем влияние геологических факторов на выбросоопасность и использование их при последующем прогнозе участков с повышенной газоносностью, применительно к шахте Алмазная Красноармейского горно-промышленного района.

В работе (В. Е. Забигаило, 1983) рассмотрен способ выделения стрежневых участков палеопотоков. Данный способ заключается в построении карт палеопотоков ($K_{о.м.п.}$), которые строятся на основе отношения мощности песчаника или суммарной мощности слоев песчаника к мощности выбранного стратиграфического интервала, ограниченного маркирующими горизонтами, то есть близлежащими выдержанными пластами угля или известняка, залегающими в кровле и почве песчаника. Данная методика позволяет получить безразмерный коэффициент относительной мощности песчаника в каждой геологоразведочной скважине выбранного участка ($K_{о.м.п.}$). Значения данного показателя, превышающие среднее, позволяют выделять стрежневые части палеопотоков. Как показывает анализ результатов исследования песчаников, формировавшихся в условиях стрежневых участков палеопотоков и в зонах интенсивного размыва нижележащих пород характерны повышенные значения открытой пористости, размера обломочных зерен, степени уплотнения обломочных зерен, содержания кварца обломочного, пониженное содержание цемента указанных пород. Песчаник в этих зонах отличается более светлым цветом (светло-серый), с преобладанием косой прямолинейной слоистости (часто наблюдается ритмичная сортировка обломочного материала), характеризуется повышенными значениями мощности серий и слоев, пониженными – частоты слоев в сериях, повышенной газоносностью, при прочих равных условиях.

Таким образом, применение метода относительных мощностей песчаника дает возможность определить генезис песчаников, пространственно проследить выделенные стрежневые участки по площади исследуемого участка и использовать при прогнозе газоносности горных пород по геологоразведочным данным.

Проведенные нами исследования позволили усовершенствовать метод локальных структур для прогноза зон скопления метана. Новый его вариант заключается в построении карт усредненных локальных структур, для выбранного стратиграфического интервала. Суть метода заключается в следующем.

Основное количество метана при отработке угольного пласта выделяется из кровли, а по данным (М.А. Иофис, 1985) процессы разуплотнения пород после подработки достигают 200–300 м, в зависимости от литологического состава пород. Построение локальной структуры для одного песчаника – не всегда эффективно для последующей дегазации. В указанном интервале разуплотнения может находиться и часто находится несколько песчаников значительной мощности (до 20–30 м).

Данный метод позволяет проследить изменение положительных локальных структур в выбранном интервале углепородного массива, которые имеют абсолютные отметки выше средних значений или аппроксимирующей (наклонной плоскости). Такое положение вызвано низким удельным весом углеводородов и стремлением их вверх, в положительные структуры. По данным (В.П. Якуцени, 1984), свыше 70 % запасов нефти и газа находится в ловушках сводового типа, заключенных в антиклиналях. На данную разработку получен патент Украины № 41696 «Способ определения зон скопления метана в стратиграфическом интервале на шахтах и участках разведки».

Проведенные исследования по изучению трещиноватости пород позволили разработать «Способ выделения зон трещиноватости в углепородном массиве», патент Украины № 34472. Данный способ позволяет при построении карты трещиноватости проследить в плане и разрезе изменение трещиноватости пород, как потенциального коллектора газа-метана.

Таким образом, выполненный анализ литературных данных и разработанные новые методы прогноза зон скопления метана в углепородном массиве позволили определить основные геологические факторы, позволяющие выделять скопления метана в породах Донбасса. К этим факторам относятся: положительные локальные структуры; зоны трещиноватости пород, любого генезиса; стрежневые участки палеопотоков, наличие газозакрана. На участках сочетания этих факторов формируются зоны скопления свободного газа.

Выполнение научно-исследовательских работ с использованием разработанных методик позволит повысить безопасность выполнения горных работ, эффективность предотвращения возникновения динамических и газодинамических проявлений в угольных шахтах, уменьшить себестоимость добычи угля.

Баранов В.А. Условия формирования квазикристаллов на примере джеспилитов Кривого Рога // Науковий вісник НГА України. 2003. № 4. С. 59–64.
Баранов В.А., Осенний В.Я., Кириченко В.А. Образование квазикристаллов в горных породах в результате термодинамических процессов // Высокоэнергетическая обработка материалов. 1995. Т. 2. С. 112–115.
Гарбер И.С., Григорьев В.Е., Дулак Ю.Н. и др. Разрывные нарушения угольных пластов (по материалам шахтной геологии). Ленинград: Недра, 1979. 190 с.
Забигаило В.Е. К развитию исследований по прогнозу малоамплитудной тектоники // Малоамплитудная тектоника. Методы и результаты прогнозирования: совещание, 26–30 сент. 1988 г.; тезисы докл. Киев: Наукова думка, 1991. С. 3–7.
Забигаило В.Е., Лукинов В.В., Широков А.З. Выбросоопасность горных пород Донбасса. Киев: Наукова думка, 1983. 288 с.
Иофис М.А. Инженерная геомеханика при подземных. Москва: Недра, 1985. 248 с.
Якуцени В.П. Интенсивное газонакопление в недрах. Ленинград: Наука, 1984. 122 с.

**НЕОТЕКТЕНИКА, НОВЕЙШИЕ ОТЛОЖЕНИЯ И РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА
ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ**

Важнейшей особенностью неотектонического этапа является тесная связь новейших отложений с рельефом, тектоническими движениями и климатом. Поэтому для решения существующих проблем стратиграфии необходимо использовать системный подход. Структуры мела и палеогена Воронежской антеклизы формировались в условиях моноклинали с юго-западным падением [Семенов, 1965; Савко и др., 2001]. Главная черта неотектоники региона – чередующиеся поднятия и депрессии, вытянутые в субмеридиональном направлении [Раскатов, 1969]. Это отличие обусловлено полем неотектонических напряжений с преобладающим меридиональным сжатием и широтным растяжением [Трегуб, 2002]. В геоморфологическом цикле территории выделяются несколько стадий. Первая соответствует формированию аккумулятивной прибрежно-морской равнины. Вторая отвечает становлению кондендационной поверхности выравнивания, третья – продольному, а четвертая – поперечному расчленению поверхности. На каждой из стадий образуется специфический комплекс отложений. Главный цикл осложняется более короткими эвстатическими и климатическими циклами. Палеогеновый комплекс [Семенов, 1965] включает несколько седиментационных ритмов, которые состоят из двух частей: палеоцен-среднеэоценовой (трансгрессивной), и верхнеэоценовой-олигоценовой (регрессивной). В регрессивный комплекс входит харьковский надгоризонт (обуховский, межгорский горизонты), и полтавский (бережский, новопетровский горизонты) [Легенда..., 1999]. Харьковский надгоризонт формировался в морских условиях и представлен в основном мелко- и тонкозернистыми, глинистыми глауконитово-кварцевыми песками. Его структурная анизотропия, вычисленная по изменению мощностей, характеризуется максимальной изменчивостью в направлении ЮЗ 200° и минимальной – СЗ 300° [Трегуб, 2002]. Отложения полтавского надгоризонта, в отличие от харьковских, образованы разномзернистыми кварцевыми песками с прослоями глин. В составе глин резко преобладает каолинит (до 75%). Для верхнего олигоцена ориентировка максимальной анизотропии составляет Ю 180°, а минимальной СЗ 280° [Трегуб, 2002]. Резкая смена характера отложений, поля тектонических деформаций на рубеже нижнего и верхнего олигоцена позволяют сопоставлять начало неотектонического этапа с формированием бережской свиты.

По мере регрессии в условиях полной компенсации денудации аккумуляцией образуется кондендационная поверхность выравнивания. Она коррелируется с шапкинскими свитой, стратиграфическая позиция которой не определена. М. Н. Грищенко относил их к миоцену [Грищенко, 1972]. В общей стратиграфической шкале шапкинские отложения датируются аквитанским ярусом [Легенда..., 1999]. Г. В. Холмовой сопоставлял их с красноярской свитой и глинистой толщей миоцена [Холмовой и др., 2001]. На Среднерусской возвышенности шапкинские отложения (5-7 м) залегают с разрывом на полтавских, часто перекрывая корни коры выветривания и выполняя обширные, но неглубокие понижения. Состав отложений обусловлен переотложением коры выветривания, а разрезы представлены глинистыми и суглинистыми красноцветными разностями аллювия, пролювия, делювия. Из глинистых минералов в нижних частях разрезов преобладает каолинит (50-65%). В верхних частях его содержание уменьшается до 15-20%. Красноярская свита как озерный аналог шапкинских отложений [Кузнецов, 1970] представлена глинами (до 7 м) темно-серыми, вишнево-красными, с мелкими бокситовыми стяжениями. Глины в нижней части разреза существенно каолинистые [Савко, 1979]. В общей шкале красноярская свита относится к среднему миоцену [Легенда..., 1999]. Г. В. Холмовой выделена глинистая толща (супеси пестрой окраски до 6 м) в качестве 11 террасы р. Оскол [Холмовой и др., 2001]. Шапкинские, красноярские и глинистые отложения обладают сходным составом с преобладанием пестроцветных, красноцветных окрасок. Для них характерны мощности 5-7 м и гипсометрическое положение 220-240 м. Все это свидетельствует о накоплении отложений в обстановке слабого вертикального расчленения путем ближнего переноса продуктов выветривания. Они составляют единую возрастную генерацию, соответствующую формированию кондендационной поверхности выравнивания в условиях жаркого климата раннего миоцена.

В Окско-Донской низменности к нижнему миоцену отнесена байчуровская свита (до 40 м) [Иосифова, 1992]. Она выполняет эрозионные врезы до абсолютных отметок 120 м и глубиной около 60 м, сложена тонкозернистыми кварцевыми песками, алевритами с пепловым материалом, с линзами диатомитов. Биостратиграфическое обоснование возраста отсутствует. Состав свиты, мощность, характер залегания, климатические условия формирования резко отличаются, как от верхов полтавской серии, так и от шапкинских отложений. Таким образом, отнесение ее к нижнему миоцену выглядит не убедительным, равно как и омоложение красноярских отложений до среднего миоцена.

На стадии продольного расчленения скорости вертикальных движений начинают превышать интенсивность экзогенных процессов, и неотектонические структуры находят прямое отображение в рельефе. В широких неотектонических депрессиях формируются крупные долины. Неотектонические поднятия выражены денудационными возвышенностями. В Окско-Донской низменности эта стадия охватывает интервал от верхов лангийского (чокракского) яруса среднего миоцена до тортонского (сарматского) яруса верхнего миоцена и сопоставляется с аллювием ламкинской серии (каменнобродская, уваровская, тамбовская, сосновская свиты), макашевской, карайской свит горелкинской серии [Легенда..., 1999; Иосифова и др., 1977]. Каменнобродская и уваровская свиты образуют погребенный ряд прислоненных террас, а аллювий от тамбовской до карайской свит включительно, слагает наложенные террасы. Увеличение контраста движений, выразившееся в обособлении Окско-Донской депрессии, начинается во второй половине среднего миоцена и отражается формированием тамбовской свиты, представленной глинами мощностью 20-30 м. Перекрывается она углистыми глинами (до 23 м) сосновской свиты. Горелкинская серия соответствует среднему сармату. В Окско-Донской низменности – это толща кварцевых с глауконитом песков и светлых глин (до 50 м), выполняющих обширную плоскодонную долину. Облик осадков говорит в пользу существования влажного теплого климата. Стадия продольного расчленения на юго-востоке Среднерусской, а также на Калачской возвышенности отмечена фоменковской и новобогородицкой свитами, которые сопоставляются с горелкинской серией Окско-Донской низменности [Легенда..., 1999]. Однако в отличие от нее фоменковские и новобогородицкие отложения образуют прислоненный террасовый ряд, свидетельствующий о поднятии территории.

Стадия поперечного расчленения (конец позднего миоцена – квартал) отмечена нарастающим снижением контрастности тектонических движений. В Окско-Донской впадине ее начало фиксируется усманской серией и герасимовской свитой, которые образуют погребенный ряд прислоненных террас. По мере развития поперечного расчленения в Окско-Донской низменности, на Среднерусской и Калачской возвышенностях этот ряд сменяется вложенными террасами верхнего плиоцена (акачгальский регионарус) [Холмовой и др., 1985]. Аллювий представлен разномзернистыми кварцевыми глинистыми песками.

Для формирования возрастных генераций четвертичных отложений главное значение приобретает климатический фактор. В пределах Воронежской антеклизы четвертичные отложения представлены всеми разделами. Их литологический состав в значительной степени определяется чередованием холодных (вплоть до ледниковых) и теплых эпох, которые определяют облик четвертичных формаций. Среди них главное значение имеют ледниковая, субэразовая (лессово-почвенная) и аллювиальная формации [Холмовой, 2010]. Наиболее отчетливо изменения климата выражены в эрозионно-аккумулятивных геоморфологических циклах, в которых стадия расчленения сопоставляется с теплыми эпохами и выражается углублением долин, формированием инстративного аллювия, а стадия выравнивания соответствует холодным эпохам, заполнением долин перстративным и констративным аллювием. Динамические фазы аллювия коррелируются с формированием лессово-почвенных серий на водоразделах, что позволяет выделять однообразные генерации различных генетических типов четвертичных образований.

- Грищенко М. Н. Неогеновая система // Геология, гидрогеология и железные руды КМА. М.: Недра, 1972. Т.1, кн. 2. С. 229- 277.
- Иосифова Ю. И., Гричук В. П., Ананова Е. Н. [и др.] Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Недра, 1977. – 348 с.
- Иосифова Ю. И. О возрасте пеплодержавшей толщи в разрезе у с. Горелки Воронежской области // Стратиграфия фанерозоя в центре Восточно-Европейской платформы. М., 1992. С. 36-51.
- Кузнецов А. П. Геологические предпосылки поисков огнеупорных глин, охр и стекольного сырья в Белгородской области // Материалы по геологии и полезным ископаемым Центральных районов Европейской части СССР. М., 1970. С. 204-212.
- Легенда Воронежской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). М.: Геос, 1999. 123с.
- Раскатов Г. И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж: изд-во ВГУ, 1969. 164 с.
- Савко А. Д., Мануковский С. В., Мизин А. И. [и др.] Литология и фации донегеновых отложений Воронежской антеклизы // Труды НИИ Геологии Воронежского государственного университета. Вып. 3. Воронеж, 2001. 201 с.
- Семенов В. П. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж: изд-во ВГУ, 1965. 279 с.
- Трегуб А. И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива // Труды НИИ Геологии Воронежского государственного университета. Вып.9. Воронеж: изд-во ВГУ, 2002. 220 с.
- Холмовой Г. В., Глушков Б. В. Неогеновые и четвертичные отложения Среднерусской возвышенности // Труды НИИ Геологии Воронежского государственного университета. Вып. 1. Воронеж, 2001. 220 с.
- Холмовой Г. В., Красненков Р. В., Иосифова Ю. И. Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона Воронеж: изд-во ВГУ, 1985. 144 с.
- Холмовой Г. В. Новейшие континентальные формации равнин как объект геологического картирования // Вестник Воронежского ун-та. Сер. Геология. 2010, №1. С. 30-35.

В. Г. Чувардинский

Кольский филиал Петрозаводского государственного университета, Апатиты, Россия

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЭКЗАРАЦИОННОГО РЕЛЬЕФА. ПОКРОВНЫЕ ЛЕДНИКИ ИЛИ РАЗЛОМНАЯ НЕОТЕКТОНИКА?

Наиболее важными и яркими признаками бывших оледенений принято считать «экзарационно-ледниковые» типы рельефа: фиорды, шхеры, озерные котловины, бараньи лбы, курчавые скалы, полировку кристаллических пород, штрихи и борозды на них.

Эти образования являются оплотом ледниковой теории, основанием для идей об огромных покровных оледенениях равнин Северного полушария, с толщиной льда до 3,5 – 4,5 км.

Многолетние исследования автора на Балтийском щите – стране классических и многообразных типов экзарационного рельефа, позволили установить, что этот рельеф имеет разломно-тектоническое происхождение. Широкое использование аэро- и космоснимков, в сочетании с детальными наземными работами показали парагенетическую связь экзарационного рельефа с неотектоническими разломами, с зонами новейшей тектонической активизации. Подытоживая собранные данные, можно привести основные выводы автора (Чувардинский, 1998, 2000, 2008, 2012, 2013).

1. Кристаллический фундамент восточной части Балтийского щита разбит густой сетью неотектонических разрывов, среди которых выделяются глубинные, региональные и приповерхностные разломы: сдвиги, взбросы, сбросы, надвиги, раздвиги.

2. Системы глубинных и региональных неотектонических разломов и крупные «экзарационные» формы рельефа, такие как фиорды, шхеры, озерные котловины в кристаллических породах образуют единые парагенезисы. Указанные типы «экзарационного» рельефа являются геоморфологическим выражением новейшего разломообразования и неотектонического дислоцирования по разломам в условиях докембрийского кристаллического щита, испытывающего горизонтальное тектоническое сжатие.

3. Установлена парагенетическая связь и более мелких «экзарационных» типов рельефа (бараньих лбов, курчавых скал, полировки пород, систем штрихов и борозд) с такими структурами как надвиги, взбросы, сбросы и сдвиги. Массовое развитие этих форм рельефа наблюдается на окончаниях крупных сдвигов, и они по существу представляют собой сместители и зеркала скольжения перечисленных разрывных структур, особенно приповерхностных надвигов и многочисленных сколов, их смещенные элементы разрушены на мелкоблоково-глыбовый материал, впоследствии гравитационно смещенный к основанию склонов.

Разломно-тектонический генезис данных структур дополнительно подтверждается следующими данными:

а) в контуре крупных обнажений прослеживается погружение отполированных и изборожденных склонов бараньих лбов и курчавых скал под висание крылья надвигов, взбросов и пологих сбросов. Полированные и штрихованные скалы уходят вглубь других скал и явно имеют разломно-тектонический генезис.

б) в интрузивных массивах при гравитационном сползании блоков пород массово обнажаются отполированные поверхности типичных бараньих лбов внутриблокового происхождения.

в) зеркальная поверхность «лбов» покрыта пленкой милонизированных пород, а системы борозд и штрихов имеют параллельное и субпараллельное расположение, типичное для тектонических структур.

Перечисленный широкий спектр морфоструктур и тектоглифов зеркал скольжения включается в арсенал последствий и признаков новейших тектонических дислокаций, что имеет существенное значение для геодинимических исследований и палеогеографических реконструкций.

По системе региональных и глубинных разломов кристаллического фундамента заложены наиболее крупные типы «экзарационного» рельефа – фиорды, озерные котловины, шхеры. Приуроченность этих образований к неотектоническим разломам необычайно отчетливо читается на космоснимках, с системой ортогональных разломов связана их конфигурация. Фиорды, шхеры, озерные котловины, нередко ориентированы по 4-м направлениям, имеют резкие коленообразные изгибы, крестообразную форму – они сформированы на месте пересечений ортогональных разломов.

Различаются формы рельефа, заложенные по сдвигам и раздвигам. В первом случае на их бортах развиты многочисленныя сколы, вторичные надвиги, тектонические зеркала скольжения, штрихи и борозды. Для форм рельефа, заложенных по разломам растяжения типичны ступени отрыва и сбросы, полировка и штриховка не характерны.

При принятии тектонического генезиса фиордов, шхер и озерных котловин отпадает необходимость прибегать к нереальным ледниковым построениям, к ледниковому выпихиванию в кристаллических породах глубоких котловин, ущелий и долин. Особо глубокое выпихивание принято допускать при формировании фиордов – до 2.5 – 3 км (!) (Гляциологический словарь, 1984).

Академик В.М. Котляков (1986) даже настаивает: ледник не только выпихивал фиорды, но и вырезал (!) их в кристаллических породах. Вот так, глубинные тектонические разломные структуры вырезал ледник и никто до сих пор не осмелился, хотя бы робко, возразить академику.

Вузовские и академические ученые, объединенные в научно-ледниковые школы, по-прежнему считают, что все экзарационные типы рельефа сотворил, сделал ледник. Иначе зачем тогда оледенение?

При этом ученые ссылаются на ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии, которые по их мнению как раз выполняют такую работу. Считается, что само существование этих могучих ледников зримо и неотвратимо свидетельствует о неизбежности и верности ледникового учения и что в четвертичный период подобные ледники многократно и глубоко преобразовали земную поверхность.

За разъяснением приходится обращаться к гляциологической деятельности именно этих ледниковых покровов, благополучно выполняющих свои ледниковые функции уже многие миллионы лет.

К настоящему времени работами гляциологов, геологов, буровиков и геофизиков изучена динамика и закономерности движения покровных ледников по всей их толще, по всему их разрезу. Особое, уникальное значение имеют результаты сквизного – до коренного основания, разбуривания льдов Антарктиды и Гренландии, выполненные по Международным проектам. Тщательное изучение многокилометровых колонок льда, а также изучение вертикальных обрывов льда и исследование льда в туннелях, пробитых в основании ледников, дали неожиданные результаты. Оказалось, вместо толщ мореносодержащего льда, сплошь начиненного огромными глыбами и валунами (что привычно изображается на схемах и рисунках в учебниках по общей и четвертичной геологии, по геоморфологии) в материковых льдах фиксируются только включения супесчаного-глинистого и мелкоземистого вещества. Даже в придонных частях ледников – там, где принято помещать мощную придонную морену, набитую огромными глыбами и уютнообразными валунами (например, в схемах В.М. Котлякова и Н.В. Короновского), фиксируются только мелкие линзы и сгустки глинистого и супесчаного вещества, да редкие песчаные зёрна. Эти минеральные включения содержатся в сотых долях процента и, в основном, представлены вулканическим пеплом, микрокосмическими частицами, эоловой пылью, редкими включениями мелкоземистого терригенного вещества, а также спорами и пылью (Большаинов, 2006; Талалай, 2005, 2007; Чувардинский, 2012, 2013).

Гляциологами также установлено, что придонные слои льда покровных ледников (они и должны выполнять всю геологическую работу) не участвуют в общем движении ледяных масс, они мёртвым грузом сотни тысяч лет лежат на месте, предохраняя подстилающие породы от выветривания, от денудации. Более того, покровные льды сохраняют крупные палеотектонические озёра, с их реликтовой, очень древней водой от пресловутого ледникового вспахивания (Талалай 2005, 2007; Большаинов 2006; Чувардинский 2012).

Так что, видимо, не стоит приписывать покровным льдам выпихивание, вырезание фиордов, других типов экзарационного рельефа. Лучше в полевых условиях, на обнажениях архей-протерозойских пород изучить особенности их структурно-тектонического строения, убедиться в их парагенетической связи с неотектоническими сдвигами, надвигами, сколами, тектоническими зеркалами скольжения. Дополнительные сведения по этим вопросам можно подчеркнуть в публикациях автора (Чувардинский, 2001, 2004).

Большаинов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: Изд-во ААНИИ, 2006. 296 с.

Котляков В.М. Снег и лед в природе Земли, М.: Наука, 1986. 160 с.

Талалай П.Г. Первые итоги бурения самой глубокой скважины во льдах Гренландии // Природа. 2005. №11. С. 32-39.

Талалай П.Г. Глубокое бурение в Антарктиде: Новые проекты // Природа. 2007, №6. С. 36-43.

Чувардинский В.Г. О ледниковой теории. Происхождение образований ледниковой формации. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 302 с.

Чувардинский В.Г. Неотектоника восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2000. 287 с.

Чувардинский В.Г. Разрывная неотектоника и новые поисковые методики. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. 100 с.

Чувардинский В.Г. Дискуссия с ледниковой системой. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 120 с.

Чувардинский В.Г. Букварь неотектоники. Новый взгляд на ледниковый период. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. 86 с. (1-е издание – 2006)

Чувардинский В.Г. Результаты сквизного разбуривания ледниковых покровов Арктики и Антарктиды и их значение для решения проблем четвертичного периода // Известия РГО. 2012. Т. 144, вып. 2. С. 28-41.

Чувардинский В.Г. Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2012. 180 с.

Чувардинский Василий. Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Саарбрюккен: Lambert Academic Publishing, 2013. 302 с.

Т. С. Шелехова

ФГБУН Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия,

ЛЕДОРАЗДЕЛЬНЫЕ АККУМУЛЯТИВНЫЕ ВОЗВЫШЕННОСТИ КАРЕЛИИ

В пределах Карелии сформировалась ледниковая морфоскульптура, связанная с деятельностью последнего верхневалдайского (осташковского) оледенения. Основные формы ледникового рельефа, отражающие деградацию ледникового покрова представлены конечно-моренными поясами, радиальными грядами, гляциодепрессиями и ледораздельными (островными) возвышенностями. Отличительной особенностью ледниковой морфоскульптуры является ее радиально-концентрическое строение, унаследованное от структуры последнего ледникового покрова и обусловленное характером развития краевых ледниковых зон и радиальных гряд (Eastern Fennoscandian, 1991). На территории Карелии и прилегающих районов установлено шесть поясов краевых образований позволяющих проследить историю деградации последнего Скандинавского ледникового покрова: вепсовский, крестецкий, лужский, невский, ругозерский (сальпаусселькя I) и калевальский (сальпаусселькя II). В пределах всех краевых образований выделено двенадцать межлопастных возвышенностей различного ранга, наиболее крупными из них являются Сумозерская, Волозерская, Водлозерская (ледораздел Беломорского и Онежского ледниковых потоков), Вохтозерско-Вешкельская и Ведлозерско-Урокская (ледораздел Онежского и Ладожского ледниковых потоков). Менее мощные аналогичные образования развиты в районах краевых гряд сальпаусселькя около п. Ругозеро и оз. Нюк (Лукашов, 1993). На территории Карелии, где ледник продвигался преимущественно по прочным породам докембрия, не было достаточного количества материала для формирования крупных возвышенностей, аналогичных таким же макроформам рельефа Северо-запада Русской плиты. Несмотря на это,

ледораздельные аккумулятивные возвышенности Карелии являются наиболее крупными (за исключением гляциодепрессий) и сложно построенными ледниковыми образованиями. Их размеры колеблются от десятков до тысяч квадратных километров. В строении возвышенностей, формировавшихся на стыках разнонаправленных ледниковых потоков, лопастей и фестонов в течение нескольких стадий, а возможно, и оледенений принимают участие морены и водно-ледниковые отложения. Общими чертами, объединяющими все возвышенности, являются: 1 – приуроченность к межлопастным зонам, совпадающим с морфологическими водоразделами; 2 – приуроченность к выступам кристаллического фундамента; 3 – повышенная мощность четвертичных отложений, достигающая 60-80 и более метров; 4 – наличие ярусного строения; 5 – наиболее высокое гипсометрическое положение в рельефе по сравнению с другими аккумулятивными формами.

Главной особенностью морфоскульптуры межлопастных возвышенностей является ярусность рельефа, отражающая этапность формирования данных макроформ. На нижних ярусах преобладают моренные гряды, на средних – кольцевые и купольные диапиры, на верхних – первичные чешуйчатые массивы и «звонцы».

По особенностям строения четвертичного покрова всю историю развития территории в позднеледниковые можно разделить на три больших этапа, геоэкологические обстановки седиментогенеза в которых существенно различались (Демидов, 1998).

Первый этап – велсовско-крестецкая и лужская ледниковые стадии и разделяющий их интерстадиал (17-13 тысяч лет назад), начало освобождения территории от материкового льда. На данном этапе преобладал ареальный тип дегляциации, сопровождающийся омертвлением обширных участков материкового льда и образованием камовых полей и звонцев.

Велсовско (кенозерский) - крестецкий (андомский) маргинальный пояс (17-15 тысяч лет назад) хорошо коррелируется с Белозерско-Кирилловскими краевыми образованиями, сформировавшимися около 18-16 тысяч лет назад.

В пределах данных краевых образований, прослеживающихся в виде сближенной полосы, шириной 20-25 км и имеющей относительно плавные очертания, объясняющиеся его приуроченностью к карбовому уступу, существенную роль играют небольшие по размерам ледораздельные возвышенности (Андомская, Ундозерская, Кожозерская), расположенные на стыке небольших ледниковых лопастей.

В этом периоде формируются и крупные аккумулятивные ледораздельные возвышенности южной и восточной Карелии, расположенные в зафронтальной зоне лужских краевых морен, на стыках Онежского, Ладожского и Беломорского ледниковых потоков.

Лужский краевой комплекс (14-13 тысяч лет назад) отличается сильной изрезанностью переднего края в плане. В его пределах выделяется три островных возвышенности (Водлозерская, Солотозерская, Онежская). Наиболее сложное строение имеет Водлозерская возвышенность.

Второй этап (13-11,3 тысяч лет назад) включает невскую (сямозерскую) стадию и интерстадиалы беллинг и аллеред. Край ледника находился на Онежско-Ладожском и Онежско-Беломорском перешейках, отступил в центральную и западную Карелию (Ekman, Pijp, 1995). В ходе аллередского потепления происходило интенсивное таяние ледника и коренная перестройка его структуры.

В невскую стадию (12,5 - 11,8 тысяч лет назад) край ледника имел ярко выраженные фестончатые очертания. Ледниковые фестоны занимали котловины Ладоги, Ведлозера, Шотозера, Сямозера, северную часть Онежского озера. Господствовал фронтальный тип дегляциации, а в районах крупных приледниковых бассейнов: Онежского, Ладожского и Беломорского – рассекающий (Демидов, 1998).

Отличительной особенностью краевых образований невской стадии являются: 1 – сложное плановое очертание конечно-моренного пояса; 2 – широкое участие в строении фронтальной зоны ледораздельных возвышенностей; 3 – четко выраженные гляциодепрессии и ледораздельные зоны; 4 – многочисленные протяженные радиальные гряды в сочетании с дельтами и конусами выноса в зафронтальной зоне.

Наиболее примечательные комплексы рельефа краевых ледниковых форм невской стадии – шесть ледораздельных аккумулятивных возвышенностей разного ранга: Соловецкая, Сумозерская, Солотозерская, Волозерская, Вохтозерская, Вешкельская. Самое сложное строение со всеми характерными особенностями имеют Сумозерская и Вохтозерская возвышенности (Ильин, Экман, 1980; Лукашов, Экман, 1980).

Дальнейшее усиленное таяние ледника в условиях теплого интерстадиала аллеред привело к коренной перестройке его структуры: фестончато-лопастное строение сменилось более сглаженными очертаниями ледникового края. Активный ледниковый покров и сложно пересеченный рельеф прочных докембрийских пород способствовали преобладанию линейного характера флювиогляциальной аккумуляции: интенсивно формировались озовые гряды, флювиогляциальные конусы выноса и дельты.

Третий этап (11,3-10,2 тысяч лет назад) включает ледниковые стадии сальпаусселья I и II, на протяжении которого завершилась дегляциация территории (Ekman, Pijp, 1991; 1995; Демидов, 1998). Ледник продвигался преимущественно по прочным породам докембрийского фундамента, поэтому краевые пояса стадий сальпаусселья уступают по мощности более древним аналогичным образованиям. Ругозерско-калевальские краевые комплексы (Ss-I:11,3-10,9 тысяч лет назад; Ss-II:10,6-10,2 тысяч лет назад) завершают на территории Карелии верхневалдайский этап оледенения. Край ледника находился на линии Беломорск – п. Ругозеро - Мотко. Ругозерско-калевальские краевые образования отличаются более плавными плановыми очертаниями и относительно простым строением, при ширине редко превышающей сотни метров. Во фронтальной зоне наблюдаются невысокие (5-8 м) напорные конечно-моренные гряды, шириной 50-100 м. Однако там, где они пересекают выступы кристаллического фундамента, в строении краевых комплексов участвуют крупные напорно-насыпные гряды, высотой 30-40 м и шириной до 5-6 км (верховья реки Чирка-Кемь). К таким же участкам приурочены и аккумулятивные образования, несущие в себе все признаки ледораздельных возвышенностей (р-н п. Боровой - д. Юшкозеро, п. Тикша), с ярусным строением, развитием на низких уровнях мелких купольных и кольцевых форм рельефа, сравнительно широким распространением чешуйчатых массивов, в которых чешуи морены чередуются с песчано-гравийными отложениями.

Таким образом, межлопастные аккумулятивные возвышенности Карелии имеют ряд сходств и различий с аналогичными образованиями северо-запада Русской плиты.

Место и условия формирования межлопастных возвышенностей в решающей степени зависят от подледникового рельефа, оказывающего влияние на направление и динамику движения льда. Межлопастные возвышенности Карелии хорошо выражены в рельефе, располагаются на бывших ледоразделах и приурочены к выступам доледникового рельефа.

Ярусность рельефа возвышенностей и характерные для различных ярусов типы рельефа отражают этапность формирования данных макроформ.

При некоторых отличиях, существует значительное сходство с аналогичными возвышенностями северо-запада Русской плиты.

Демидов И.Н. Этапы формирования и особенности локализации полезных ископаемых Карелии в четвертичном периоде // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1998. С. 137-143.
 Ильин В.А., Экман И.М. Рельеф и особенности формирования Вохтозерской ледораздельной возвышенности (Южная Карелия) // Краевые образования материковых оледенений (Ин-т геологических наук УССР, препринт 80-14), Киев, 1980. № 14. С. 19-20.
 Лукашов А.Д., Экман И.М. Деградация последнего оледенения и некоторые особенности маргинальной и островной ледниковой аккумуляции в Карелии // Природа и хозяйство Севера. Мурманск, Кн. изд-во, 1980. Вып. 7. С. 8-20.
 Лукашов А.Д. Четвертичные отложения Финляндии и Северо-Запада Российской Федерации и их сырьевые ресурсы. Карта м-ба 1:1000000 // Эспоо: Геологический научно-исследовательский институт Финляндии, 1993.
 Ekman I., Iljin V. Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian A.S.S.R and adjacent areas // Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines. Field conference, Finland-Karelian ASSR GSF. H. Rainio & M. Saarnisto (eds.). 1991. P. 73-127.
 Ekman I., Iljin V. Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas // Glacial Deposits in North East Europe. J. Ehlers, S. Kozarsky, P. Gibbard (eds). 1995. P. 195-209.

A. S. Savvaitov

ABOUT WAYS OF RECONSTRUCTION OF THICKNESS OF ICE COVER FOR EARLIER STAGES OF LAST DEGLACIATION IN EASTERN LATVIA

Considering the reconstruction of the thickness of the ice covers N. I. Kriger (Кригер, 1972) has expressed an opinion on its insignificant thickness (from several tens to a few hundred meters) within peripheral zones of the Fennoscandian Ice Sheet within the Russian Plain (Belarus, Smolensk Region. etc.). He also concluded that the maximal ice cover thickness during maximal glaciation stage could exceed 2000 m. Approaches for the ice thickness determinations discussed below differ from those used by N. I. Kriger. The eastern part of Latvia is a key area. It is possible to reconstruct the ice cover thickness at earlier stages (insular deglaciation stage, of the Last Deglaciation) for this time span of the glacial history using typical glacial formations (Аболтиньш и др., 1972 а). Such formations on the one hand are plateau like hills (zvunci) in the insular uplands and ramparts in the lowlands with their tops composed of clays (Бейнбергс и др., 2001) and on the other hand the formations of the contact zones of the Lubāns Ice Lobe studied in details (Dauškans, 2011).

The clays both the plateau like hills and ramparts were accumulated in the relatively small and deep englacial basins. Modeling of ice thickness (Бейнбергс и др., 2001) was executed at the following assumptions: (1) an altitude of the top surface of the clay reflects a hypsometric level of the englacial basin bottom; (2) a height of an ice shore over the bottom of this basin supposedly could be around 20–25 m. Besides, it is supposed that the calculated altitude of an ice surface (according to the parameter of the englacial basin bottom (1) and of the height of ice shore (2)) for each glacial stage had a distribution on a whole space of the ice cover for the corresponding glacial stage. Using these assumptions and combining them with the internal structure of the Pleistocene cover (for uplands) and also a bedrock surface only individually within the Eastern Latvian Lowland, sketches of the spatial distribution of ice thickness were compiled for the pre-Kaldebrūna (Gaiziņkalns interval), Kaldebrūna and Vainode-Gulbene Stages (the terms are from Savvaitovs, Veinbergs 1996; Stelle, Savvaitov 2004; Savvaitov, Stelle 2005; and Аболтиньш и др. 1972 b). Zelčs et al. (2011) consider these stages as the recessional deglaciation phases (Dagda, Kaldebrūna, Gulbene).

Based on the modern topography the altitude of the glacier surface for the Gaiziņkalns stage of the pre-Kaldebrūna Stage (Gaiziņkalns plateau-like hill) could be suggested approximately 340 m, the Kaldebrūna Stage (Skaune rampart) – 220 m and for the Vainode-Gulbene Stage (Skales and other ramparts within the Eastern Latvia Lowland) – 130 m (a. s. l.). The calculated ice thicknesses for each glacial stage are respectively could be 180–280, 100–140 and 30–50 m. The ice cover during the pre-Kaldebrūna Stage was spread over the whole area of Eastern Latvia. It existed only within the Eastern Latvian Lowland during the Kaldebrūna and Vainode-Gulbene stages. The Widzeme Upland and other eastern ones represented the isolated «nunataks» during the Kaldebrūna and Vainode-Gulbene stages.

Dauškans (2011) clearly showed that the kame terraces on the southeastern slope of the Widzeme Upland reflect the contact zone of the Lubāns Ice Lobe. Hypsometric levels of the terraces by author mind approximately depended from the surfaces of this lobe. The highest erosion terraces (195–185 m) could be connected with the earlier activity of the Lubāns Ice Lobe during the Kaldebrūna Stage and were formed in the time of higher altitudes of the glacier surface. Their hypsometry was close to the surface of ice masses (Бейнбергс и др., 2011). Levels of the accumulative terraces (145–120 m) could be corresponding to the glacier surfaces during the Vainode-Gulbene Stage. Such conformity certainly is debatable but it shows the further perspectives of the ice thickness reconstruction.

The ice cover thickness was about 1500 m during the time of its maximal spreading of the Fennoscandian Ice Sheet of the Weichselian according to the model of Ehlers within the area of the Eastern Latvia (Satkūnas, 1997).

Аболтиньш О. П., Бейнбергс И. Г., Даниланс И. Я., Стелле В. Я., Страуме Я. А., Эберхардс Г. Я. Основные черты ледникового морфогенеза и особенности дегляциации последнего ледникового покрова на территории Латвии: Путеводитель полевого симпозиума IV Всесоюз. межвед. совещ. по изучению краевых образований материковых оледенений. Рига, Латвийский гос. ун-т им. П. Стучки. 1972 а. С. 3–16.
 Аболтиньш О. П., Бейнбергс И. Г., Стелле В. Я., Эберхардс Г. Я. Основные комплексы маргинальных образований и отступление ледника на территории Латвийской ССР: Сб. «Краевые образования материковых оледенений». Издательство «Наука». Москва. 1972 б. С. 30–37.
 Бейнбергс И., Саввайтов А., Стелле В., Цериня А. Мощность льда ранних стадий отступления последнего ледникового покрова и стратиграфическая идентификация ранних межстадиалов в Латвии // Бюллетень комиссии РАН по изучению четвертичного периода. 2001. № 64. С. 70–77.
 Кригер Н. И. О мощности плейстоценовых ледниковых покровов // Ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1972. С. 5–18.
 Dauškans M., 2011. Kēmu terašu morfoloģija un uzbūve īpatnības Vidzemes augstienē. Krāj: Zelčs. V. (galv. red.), Latvijas Universitātes Raksti 767. Sējums. Zemes un vides zinātnes. Latvijas Universitāte. Rīga. Lp. 17–34. (In Latvian).
 Satkūnas J. Outline of Quaternary stratigraphy of Lithuania // The Late Pleistocene in Eastern Europe: stratigraphy, palaeoenvironment and climate. Abstract volume and excursion guide of the INQUA-SEQS Symposium. Vilnius. 1997. P. 65–68.
 Savvaitov A., Stelle V. The development of the ice-sheet during Weichselian Glaciation in Latvia // The sixth Baltic Stratigraphical Conference. St. Peterburg. 2005. P. 116–119.
 Savvaitovs A., Veinbergs I. Pēdējā ledāja dinamikas īpatnības Latvijas teritorijā dažādos tā attīstības etapos // Latvijas devona un kvartāra nogulumu pētījumu materiāli, Latvijas Universitāte Ģeoloģijas institūts. Rīga. 1996. Lp. 47–57. (in Latvian).
 Stelle V., Savvaitov A. Evolution of Weichselian Glaciation curve in Latvia // International Field Symposium on Quaternary Geology and Modern Terrestrial Processes Western Latvia, September 12–17, 2004. Rīga. P. 49–50.
 Zelčs V., Markots A., Nartišs M., Saks T. Pleistocene Glaciations in Latvia, Ch. 18. In: J. Ehlers, P. L. Gibbard, P. D. Hughes (Eds.): Developments in Quaternary Science, Vol. 15. Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Europe. Elsevier B. V. 2011. P. 221–229.

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЭКОЛОГИИ И РАЦИОНАЛЬНОГО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ В ИССЛЕДОВАНИЯХ ИНСТИТУТА ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ НАН БЕЛАРУСИ

Институт природопользования Национальной академии наук Беларуси – одно из старейших научно-исследовательских учреждений страны, выполняющих исследования в области геоэкологии, недропользования и охраны окружающей среды. Реализуемые институтом государственные программы и научные проекты направлены на решение общих проблем природопользования, вопросов региональной геологии и геофизики, геохимии, гидрогеологии, климатологии, разработки современных технологий комплексной переработки и использования твердых горючих ископаемых.

Одним из важнейших направлений деятельности института является геолого-геодинамическое направление, включающее изучение глубинного строения и геодинамики земной коры и литосферы территории Беларуси; исследование условий формирования и оценку состояния пресных питьевых и минеральных вод; геоэкологическое обоснование проектирования, размещения и научного сопровождения эксплуатации особо ответственных сооружений и экологически опасных объектов (АЭС, ГЭС, подземных хранилищ газа, мест захоронения высокотоксичных отходов и др.). Решаются проблемы, связанные с расширением минерально-сырьевой базы страны, использованием гидроминеральных ресурсов, оценкой радиационного состояния гидросферы зоны влияния Чернобыльской катастрофы.

Кратко представим основные результаты исследований по решению проблем рационального недропользования, обеспечения максимально возможного извлечения полезных ископаемых, охраны окружающей среды.

Геофизиками института разработан и на примере Припятского прогиба показан новый подход к изучению палеорифтов в процессе эволюции взаимосвязанной системы «консолидированная кора – платформенный чехол» на пред-, син- и пострифтовой стадиях. На основе многолетних исследований разработана тектонофизическая модель глубинного строения земной коры и литосферы зоны сочленения Фенноскандии и Волго-Уралья (район Оршанской впадины). Результат вошел в ТОП 10 результатов ученых Академии за 2013 год в области фундаментальных и прикладных исследований.

С целью изучения геосфер земной коры, определяющих условия образования полезных ископаемых, в Республике Беларусь выполнены международные исследования «Георифт-13» по глубинным сейсмическим зондированиям вдоль профиля Несвиж-Брагин. Осуществлен сбор геофизических данных по потенциальным полям вдоль зоны геотрансекта «Георифт-13». Дана оценка типологических особенностей палеорифтовых прогибов Припятского нефтегазоносного бассейна, разработана модель синрифтового развития, которая послужила основой для построения карт структурного районирования подсолового и межсолового комплексов нефтегазоносного бассейна для решения задач эффективного освоения ресурсов углеводородов (Айзберг Р.Е., 2013).

В пределах Евразийской литосферной плиты выделен новый тектонический элемент – Евроазиатская новейшая платформа, дана характеристика ее ограничений, внутренних структур, описана сеть неотектонических активных разломов. Построена карта выклинивания основания платформенного чехла Беларуси, представляющая собой существенный вклад в учение о платформах. Использована при построении тектонической карты территории стран СНГ (Гарецкий Р.Г., 2012).

Разработана комплексная методика составления неотектонических и неогеодинимических карт. Уточнена классификация чехлов Восточно-Европейской платформы, определены геодинамические обстановки и структурно-формационные подразделения киммерийско-альпийского этапа Центральной Европы и территории Беларуси. Стратиграфические и геохронологические подразделения кайнозоя приведены в соответствие со стандартами Международной комиссии по стратиграфии. Установлены закономерности распространения основных формаций верхнего олигоцена – нижнего плейстоцена, распределения ледниковой формации Беларуси, а также области с разной средней мощностью отложений ледниковой формации. Показано, что новейший этап развития земной коры имеет циклический характер. Составлены карты распространения отложений, соответствующих выделенным стадиям и подстадиям, а также отвечающие им стратиграфические схемы палеогена, неогена и антропогена.

С целью разработки геохимических критериев как научной основы технологии многоцелевого геоэкологического картирования на территории опорных полигонов «Парк» (г. Минск, Заводской район) и «Бобруйск и окрестности» по профилям проведен отбор 139 проб покровных отложений и выполнены спектральные анализы этих образцов. Обоснована система геохимических показателей (среднее содержание, нижний и верхний пределы нормального геохимического поля, аномальные содержания при уровнях значимости 0,02 и 0,05, марганцево-титановый модуль, сумма тяжелых металлов, сумма элементов группы железа, коэффициент концентрации, геохимические ассоциации), которая может служить научной основой для проведения многоцелевого геоэкологического картирования. По части из этих показателей построено 37 геохимических схем, выполнено зонирование изученных территорий по степени эколого-геохимического риска.

На основании выполненной типизации территории Беларуси по особенностям разреза четвертичных отложений охарактеризовано площадное распределение основных порообразующих и микроэлементов, выявлены ведущие геохимические ассоциации. Выделены поисково-геохимические и эколого-геохимические аномалии, обосновано районирование территории по степени эколого-геохимического риска (Матвеев А.В., 2013).

Выделены и описаны основные гидрогеологические бассейны, массивы и районы Беларуси. Исследована геохимическая зональность подземных вод и региональная подземная гидродинамика, разработана усовершенствованная схема гидрогеологического районирования. Детально охарактеризованы водоносные горизонты четвертичных и дочетвертичных отложений, геохимия подземных вод, процессы формирования их естественно-геологического состава и его геохимических трансформаций под влиянием антропогенных загрязнителей, современное и перспективное использование сульфатно-кальциевых минеральных вод Беларуси. Полученные данные представляют собой новейшее знание о водных ресурсах и качестве подземных питьевых и минеральных вод страны.

Анализ влияния антропогенных факторов на состояние подземной гидросферы и формирование гидродинамического и гидрогеохимического режимов подземных вод в пределах различных хозяйственно-планировочных зон города (селитебные, промышленные, рекреационные) показал, что привязка участков к различным хозяйственно-планировочным зонам города в наибольшей степени сказывается на изменении

гидрогеохимических режимов подземных вод. Так, в эксплуатационных скважинах групповых водозаборов г. Минска «Новинки», «Зеленовка», «Петровщина» и др. проявляется четкая зависимость уровней загрязнения подземных вод от их местоположения. Максимальные уровни загрязнения по NO_3^- , Cl^- , Na^+ фиксируются в скважинах, расположенных в селитебной зоне (районы частной застройки), а минимальные – в зонах рекреации (лесопарки).

Установлено, что улучшение геоэкологической ситуации на участках размещения артезианских скважин (ликвидация источников загрязнения, снижение или прекращение активной хозяйственной деятельности) сопровождается постепенным улучшением качества подземных вод. Это свидетельствует о принципиальной возможности управления качеством пресных подземных вод, что, однако, достижимо лишь в рамках долговременных программ в связи с относительно низкими темпами водообмена в горизонтах подземных вод.

Выполнены научно-исследовательские работы по выбору площадки для размещения АЭС с учетом оценки воздействия на окружающую среду, что направлено на решение важной государственной задачи снижения стоимости электроэнергии и уменьшения зависимости страны от мировых финансовых кризисов. Кроме того, осуществлены комплексные инженерно-экологические изыскания с разработкой прогнозов и предложений к программе мониторинга наземных и водных экосистем для разработки Проектной документации и первоочередной Рабочей документации для сооружения Белорусской АЭС. С учетом местных природных условий и проектных технических решений по АЭС оценены воздействия и техногенные нагрузки на окружающую среду. В частности, выполнен анализ материалов наблюдений за режимом подземных вод в пределах площадки строящейся Белорусской АЭС, детально охарактеризованы водоносные горизонты и комплексы, составляющие подземную гидросферу района строительства АЭС. Гармонический анализ динамики изменений уровней подземных вод березинско-днепровского водоносного горизонта выявил достаточно устойчивую тенденцию подъема уровней в период 1993–2012 гг. На основе статистического и гидрогеохимического анализов разнотипных природных вод территории 5-км зоны Белорусской АЭС (атмосферные осадки, воды речного стока, грунтовые безнапорные и напорные подземные воды) установлено влияние атмосферных осадков на подземные воды (Кудельский А.В., 2012).

Выполнена геолого-экономическая оценка стоимости месторождений по видам полезных ископаемых, определены перспективы развития минерально-сырьевой базы Беларуси на ближайшие 15 лет. Систематизированы показатели, определяющие экономическую ценность месторождений полезных ископаемых, что послужит основой для разработки долгосрочного прогноза и основ формирования стратегии освоения минерально-сырьевых ресурсов Беларуси с учетом экономического и экологического факторов (Унукович А.В., 2012).

Осуществлен ввод в эксплуатацию детально разведанного сотрудниками института месторождения сапропеля «Прибыловичское» Лельчицкого района Гомельской области, на базе которого ОАО «Лельчицкий агросервис» при научном сопровождении института в 2014 г. введена в строй линия по выпуску сапропелевой кормовой добавки. Осуществлены детальные геологоразведочные работы на сапропелевом месторождении в озере Святое Рогачевского района Гомельской области с целью использования разведанного сырья в грязелечении. В результате проведенных исследований данное месторождение лечебных грязей передано в промышленную разработку.

С целью достижения максимально полной разработки торфяных месторождений, подстилаемых сапропелем, разработаны технологические схемы добычи торфяного и сапропелевого сырья для производства гуматов и топливных гранул. Выполнен технико-экономический расчет производства на базе ОАО «Лельчицкий агросервис» топливных гранул, гуматов калия и натрия в рамках планируемых к реализации инвестиционных проектов.

Айзберг Р.Е., Старчик Т.А. Синрифтовая геодинамика Припятского прогиба. Минск: Беларуская навука, 2013. 146 с.

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Новые тектонические элементы Восточно-Европейской платформы. Концепции, методы. – LAMBERT Academic Publishing GmbH Yeinrich-Bocking-Str. Saarbrücken, Germany, 2012. 159 с.

Кудельский А.В., Карабанов А.К., Лисовский П.С., Пашкевич В.И. и др. Подземные воды Островецкого региона Беларуси. Минск: Беларуская навука, 2012. 101 с.

Матвеев А.В., Бордон В.Е. Геохимия четвертичных отложений Беларуси. Минск: Беларуская навука, 2013. 191 с.

Унукович А.В., Аношко Я.И. Геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых Беларуси. Минск: Беларуская навука, 2012. 455 с.

Н. Е. Зарецкая¹, В. Ю. Кузнецов², Ф. Е. Максимов², А. В. Панин³

СРЕДНЕВАЛДАЙСКИЙ ИНТЕРСТАДИАЛ В БАССЕЙНЕ Р. СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия ²Географический ф-т СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

³Географический ф-т МГУ, Москва, Россия

Бассейн р. Северной Двины находится на северо-востоке Европы, в зоне влияния валдайского/вислинского оледенения. До недавних пор, для этого района не было достаточных геохронологических и геологических данных, необходимых для реконструкций природных обстановок в средневалдайское время. В последние годы нами был собран представительный материал, на основании которого можно проводить более детальные реконструкции палеогеографии этого спорного интервала позднечетвертичной геологической истории Восточно-Европейской равнины.

Ранее для исследуемого района и интервала времени были получены разрозненные радиоуглеродные даты для отдельных разрезов: Кылтовка (р. Кылтовка, бассейн р. Вычегды), Курьядор (р. Вычегда, верхнее течение), Юмиж и Канза (бассейн р. Северной Двины) (Лавров, Потапенко, 2005). Представительная серия конечных дат была получена для разреза Кылтовка; это - 13-метровое обнажение террасы, сложенной комплексом озерно-ледниковых отложений в нижней и верхней частях, и аллювиальными – в средней (Лавров, Потапенко, 2005). По стволу ели в подошве аллювия была получена дата 47.520 ± 1000 (ЛУ-566), а по подошве и кровле старичного торфа выше по разрезу – 42.000 ± 1700 (ГИН-606) и 39.170 ± 470 (ЛУ-588) л.н., "которые датируют наиболее теплый период средневалдайского интерстадиала" (Лавров, Потапенко, 2005). Для остальных разрезов было получено по одной дате; небольшое количество дат объяснялось редкой встречаемостью органических отложений.

Нами в бассейне р. Северной Двины (рр. Вычегда и Северная Двина) был изучен ряд геологических разрезов, для которых получены серии радиоуглеродных и в некоторых случаях уран-ториевых датировок.

Разрез Курьядор высотой 15 м располагается в верховьях р. Вычегды, на правом берегу реки. Изучался разными группами исследователей (Гуслицер, Дурягина, 1983; Андреичева, 2009; Lyså et al., 2011; Зарецкая и др., 2013). Средневалдайские отложения вскрываются в средней части разреза, и имеют мощность порядка 5 м. В нижней части они сложены аллювием разных фаций: слоистыми суглинками, песками со знаками ряби и со следами мерзлотной переработки; по прослою оторфованного суглинка в кровле суглинистой толщи была получена ^{14}C дата 41700 ± 600 (ГИН-14324), а по минеральным отложениям – серия инверсивных ОСЛ-дат, от 60 до 47 т.л.н. Аллювий перекрывается 1-метровой пачкой отложений, в разной степени насыщенных органоманным материалом. Верхняя часть пачки представлена сухими неяснослоистыми легкими суглинками, супесями и алевролитами. Сверху вниз повышается концентрация органоманного материала, и нижний слой представлен темно-коричневой, местами почти черной погребенной почвой. Ботанический анализ показал отсутствие водных или болотных растений, преобладает сухолюбивая растительность, что указывает на субаэральный характер аккумуляции. Для этой толщи было проведено детальное радиоуглеродное датирование, и получена серия из 5 дат в интервале от ~39 до ~26 тысяч ^{14}C лет назад; для нижних двух образцов были получены параллельные $^{230}\text{Th}/\text{U}$ даты, показавшие хорошую сходимость с калиброванными радиоуглеродными.

Разрез Сторожевск вскрывается в левом борту долины р. Вычегды в среднем ее течении: это – обнажение террасы высотой 7 м, разрез сложен аллювиальными песками, которые подстилаются тонкой пачкой тяжелого суглинка с растительным детритом. Полученная дата 25.060 ± 130 (ГИН-14878) позволяет говорить о средневалдайском возрасте отложений в подошве террасы.

Разрез Нёбдино расположен в правом борту долины р. Вычегды, в среднем ее течении, и представляет собой останец террасы. Обнажение высотой около 7 м, в верхней части (5,5 м) сложено разнообразными песками с псевдоморфозами по морозобойным клиньям. Песчаная толща подстилается 1,5-метровой толщей очень тяжелых темно-серых суглинков с двумя прослоями органоманного горизонта. Результаты радиоуглеродного датирования показали, что возраст суглинков в подошве террасы – средневалдайский: получены даты 35.750 ± 1200 (ГИН-14346) и 26.300 ± 500 (ГИН-14576).

Разрез Байка высотой 15 м находится в низовьях р. Вычегды, на левом берегу, ранее изучался группой исследователей (Sidorchuk et al., 2001). Весь разрез сложен аллювием разных фаций (от руслового до фаций затонов и старичных отложений). Основание разреза представлено мощным (до 70 см) горизонтом погребенного торфа, по простиранию переходящего в серию прослоев оторфованного суглинка (отложения низинного гнилого болота). По спорово-пыльцевым данным (Sidorchuk et al., 2001), этот горизонт формировался в условиях более теплых, чем современные. Нами для этого горизонта была получена ^{14}C дата 39.700 ± 660 (ГИН-14868). Залегающая выше толща представлена, в основном, слоистыми песками с прослоями суглинков; верхние горизонты пеков местами разбиты морозобойными трещинами. Кроме того, ниже по течению реки на высоте ~ 4,5 м от уреза вскрывается органоманный горизонт с псевдоморфозами по морозобойным клиньям, по сути своей являющийся отложениями обсохшего низинного болота. Для этого горизонта была получена ^{14}C дата 36.360 ± 410 (ГИН-14866). По ранее полученным спорово-пыльцевым данным (Sidorchuk et al., 2001), верхняя песчаная толща откладывалась во время температурного минимума последнего криохрона. Соответственно, пачка подстилающих отложений формировалась в средневалдайское время.

Разрез Толоконка мощностью 30 м находится на правом берегу р. Северная Двина, в 100 км ниже устья р. Вычегды. Это сложный разрез, который состоит из нескольких участков (максимальная длина участка – около 4 км). Самый протяженный участок разреза вмещает отложения микулинского межлениковья и всего валдайского криохрона. Средневалдайские отложения вскрываются в средней его части; это – слоистая суглинисто-песчаная толща, представляющая собой старичную фацию аллювия. В кровле горизонта – слой оторфованного суглинка мощностью 15 см. Для него была получена серия ^{14}C дат (снизу вверх): 37.800 ± 600 (ГИН-14175), 37.350 ± 450 (ГИН-14174), и 33.270 ± 350 (ГИН-14173). Также параллельно было проведено $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирование; сравнение календарных значений ^{14}C возраста и данных уран-ториевого датирования показало хорошую сходимость результатов.

Выше по течению разрез имеет принципиально иное строение, и практически полностью сложен аллювиальными горизонтально- и косослоистыми песками, в верхней части разреза изредка встречаются псевдоморфозы по морозобойным клиньям. В подошве разреза вскрывается тонкий горизонт оторфованного суглинка, по которому получена дата 24.570 ± 140 (ГИН-14874), маркирующая финальный этап средневалдайского интерстадиала. По-видимому, здесь мы имеем дело с более поздним прислонением, границы которого пока затруднительно определить.

Полученные нами серии радиоуглеродных дат были обработаны в программе Calib 7.0 для перевода в календарный возраст (Рис. 1). Новые геохронологические и геологические данные позволяют сделать следующие выводы:

1. В средневалдайское время (43–26 т.л.н.) в долине р. Северной Двины и ее крупных притоков осадконакопление происходило, в основном, в обстановке текучих вод (накопление аллювиальных песков), слаботекучих или стоячих вод (накопление суглинков, оторфованных суглинков и торфа) или в субаэральной обстановке (луговые почвы). Возможно, периоды накопления руслового аллювия были связаны с ухудшением климатических условий, о чем могут свидетельствовать встречающиеся в нем мерзлотные деформации.

2. Для стратиграфического разделения отдельных пачек средневалдайских отложений, которые можно скоррелировать друг с другом, пока данных мало.

3. На данном этапе исследований можно выделить временные интервалы, во время которых происходило органоманное осадконакопление, и которые, вероятно, соответствуют потеплениям в рамках средневалдайского



Рис. 1. Калиброванный (календарный) радиоуглеродный возраст датированных образцов в бассейне р. Северной Двины, и соотношение групп дат с фазами потеплений внутри средневалдайского интерстадиала

интерстадиала (Рис. 1). Это ранее выделенные урджукское и тырыбейское потепления (Лавров, Потапенко, 2005), а также выделенные нами курьядорское и сторожевское потепления; последнее непосредственно предшествовало последнему ледниковому максимуму.

4. Таким образом, в бассейне р. Северная Двина во время средневалдайского интерстадиала можно выделить несколько фаз возможных похолоданий и потеплений, ранг и амплитуда которых пока не ясны; тем не менее, его хронологическая дробность уже указывает на частые в масштабе времени позднего плейстоцена колебания климата.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 13-05-00854.

Андреичева Л.Н. Палеогеографические обстановки формирования отложений в опорном разрезе верхнего плейстоцена «Курьядор» на верхней Вычегде // Вестник ИГ КомиНЦ УрО РАН. - 2009. - № 10-11, с. 4-7.
Гуслицер Б.И., Дурягина Д.А. Природные обстановки в бассейне верхней Вычегды в средне – поздневалдайское время // Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР, Сыктывкар. - 1983. - с. 26-27.
Н.Е. Зарецкая, В.В. Шеботинов, А.В. Панин, Ф.Е. Максимов, В.Ю. Кузнецов, А.Н. Симакова Геохронология и дискуссионные вопросы палеогеографии позднего неоплейстоцена Вычегодско-Северодвинской флювиальной системы // Сборник статей VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, Ростов-на-Дону, 1015 июня 2013 года, изд-во ЮНЦ РАН, с. 204-206
Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Северо-востока Русской равнины // М., «Аэрогеология». - 2005. - 348 с.
Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Зарецкая Н.Е., Субетто Д.А., Шеботинов В.В., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б., Д.Д. Кузнецов, Ларсен Э., Люзо А., Йенсен М. Первый опыт перекрестного $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -датирования средневалдайских органогенных отложений // ДАН. 2011. Т. 438. № 2. С. 222-226.

Lyså A., Jensen M., Larsen E., Fredin O., Demidov I. Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large proglacial lakes, NW Russia // Boreas, 2011, v. 40, n. 3, p. 481-497.
Sidorchuk A., Panin A., Borisova O., Kovalyukh N. Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vychehga river, western Russia // River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change. D. Maddy, M.G. Macklin & J.C. Woodward (eds). A.A.Balkema Publishers. - 2001. - p.265-295.

В. Э. Кутырло¹, В. В. Савченко¹, В. П. Самодуров²

¹ОАО «Белгорхимпром», ² БГУ, Минск, Беларусь,

СОЛОНЧАК САЛАР ДЕ УЮНИ (МНОГОНАЦИОНАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВО БОЛИВИЯ) В СВЕТЕ ПРОБЛЕМ ГЕНЕЗИСА СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Галогенные формации получили широкое развитие в разрезе земной коры – они известны на всех континентах, за исключением Антарктиды, и во всех геологических системах. Несмотря на богатую историю изучения соленосных отложений (их строения, условий залегания), генезис их и в настоящее время далек от окончательного определения. Проблемам моделирования обстановок образования солей уделяется внимание с 50-х XIX века, с появления модели Г. Узилио (Петтиджон, 1981, Рединг, 1990). В настоящее время предложено множество гипотез (по-существу моделей), в той или иной степени проясняющие механизм образования эвапоритов (Созанский, 1973, Высоцкий, 1997). Последние также, являясь идеализированными и формализованными упрощениями, позволяют предсказывать взаимоотношения разных обстановок, процессы и ожидаемые результаты их действий.

Седиментационные модели предполагают, что солевые отложения образуются при испарении рассолов. Первоначальным источником таких рассолов является главным образом морская вода. Рассол может образовываться непосредственно из морской воды при ее испарении в полуизолированном или изолированном рукаве моря в аридном регионе. Рапа может формироваться во внутренних бассейнах засушливых регионов, куда поступают воды, которые привносят соль из реликтовых вод морских осадков и т.п. Некоторые ученые считают, что соли отложились из приповерхностных рассолов, достигших поверхности плайи или себхи в результате явления капиллярности, и что масса воды была мелкой и существовала короткое время.

Для Припятского прогиба седиментационные эвапоритовые модели соленакпления развивали Ю.И. Лупинович, В.З. Кислик, Э.А. Высоцкий, Д.М. Ерошина, Н.С. Петрова и др. Предложено пять региональных моделей (Высоцкий, 1997) отражающие особенности накопления эвапоритов в течении герцинского времени: 1) модель накопления эвапоритов в эпиконтинентальном морском бассейне с невысоким темпом прогибания подсолевого ложа; 2) модель накопления эвапоритов в морском бассейне со среднерасчлененным рельефом и синхронным проявлением вулканизма; 3) модель накопления эвапоритов в относительно глубоководном бассейне с расчлененным рельефом дна; 4) модель накопления эвапоритов в мелководном бассейне с активным и дифференцированным прогибанием дна и существенным влиянием континентальных вод; 5) модель образования эвапоритов в обстановке интенсивного поступления терригенного материала. Согласно представлений Конищева В.С. карбонаты, сульфаты, каменные и калийные соли накапливались не одновременно в едином бассейне, а последовательно по мере увеличения концентрации вод при их испарении в изолированных бассейнах при последовательном снижении уровня и сокращения акватории (Конишев, 1999).

Мировым ученым сообществом отдается предпочтение седиментационным гипотезам генезиса эвапоритов. Вместе с тем в середине XX века геологами (преимущественно нефтяниками) предложены модели магматогенного происхождения мощных соленосных толщ. Согласно А.М. Синички и С.П. Микуцкого (Синичка, 1966) с разрывными нарушениями связана подводная вулканическая активность: по ним поступали растворы с большим содержанием солей и газы. Соляные купола и валы были созданы вдоль разрывных нарушений, т.е. непосредственно вдоль источников поступления хлора и рассолов.

Вышеизложенное подтверждает неоднозначность генезиса эвапоритовых отложений. Это подтверждает актуальность изучения современных соленосных объектов, которые сейчас имеют малую мощность и занимают относительно небольшие площади, однако освещают генезис более широко распространенных и более мощных эвапоритов геологического прошлого. Самым, пожалуй, уникальным из таких объектов, является солончак Салар де Уюни.

Салар де Уюни расположен в Многонациональном Государстве Боливия, в департаменте Потоси, на юге пустынной равнины Альтиплано на высоте 3650 м и является одним из самых крупных солончаков мира. Площадь его составляет 10582 км² (рисунок 1). Солончак является фрагментом бассейна Альтиплано, который лежит между Западной и Восточной Кордильерой. Площадь бассейна Альтиплано составляет порядка 200 000 км². Озерная седиментация продолжается с начала четвертичного периода, последний эвапорационный цикл начался 12 980 лет

назад, после окончания садки ила в озере Таука. В дождливый период глубина солончака достигает 50 см (Burliga, 2011, Svendsen, 2010), в засушливый период – наблюдается полное высыхание поверхности (рисунок 2), причем рассольные воды залегают на глубине 5-10 см под поверхностью соли, основной рассольный горизонт – на глубине более 10 м (Rettig, 2008). Общая мощность соленосных отложений четвертичной системы составляет более 100 м, из них мощность непосредственно соляного панциря, сложенного на 90-99% каменной солью и 1-10 % гипсом, достигает 10 м.



Рисунок 1 – Местоположение солончака Салар де Уюни

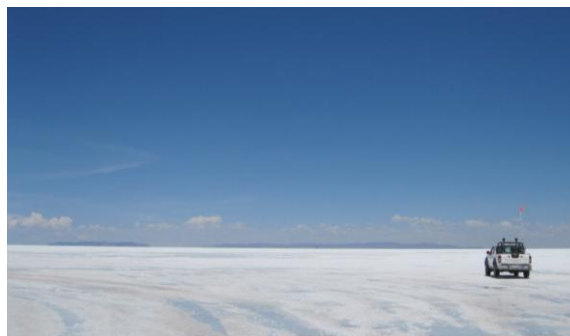


Рисунок 2 – Солончак Салар де Уюни (фотография В.Э. Кутырло)



Рисунок 3 – Остров Рыбаков. Останец на солончаке Салар де Уюни (фотография Т. Уальтхем)

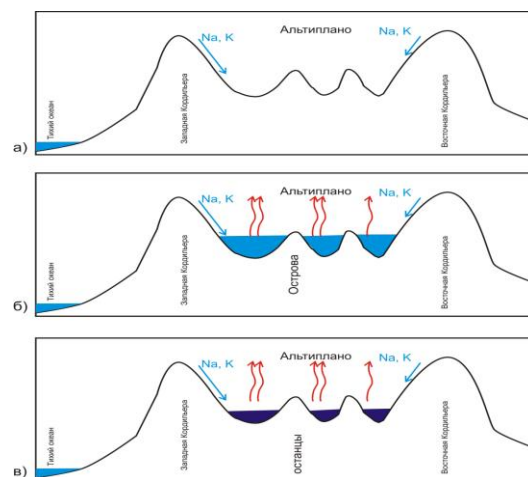


Рисунок 4 – Модель образования солончака Салар де Уюни

1. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы: Пер. с англ.— М., Недра, 1981. 751.
2. Рединг Х.Г. Обстановки осадконакопления и фации / Х.Г.Рединг. М.: Недра, 1990.
3. Созанский В.И. Геология и генезис соленосных образований. Киев, Наукова думка, 1973.
4. Высоцкий Э.А. Эвапориты Беларуси: обстановки накопления и литофации. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Минск, 1997. 38 с.
5. Конищев В.С. Модели соленокпления в Припятском прогибе / Конищев В.С. // Калийные соли Беларуси: состояние освоения месторождений, перспективы развития, проблемы: тез. докл. междунар. науч.-практ. конф., посвящ. 50-летию открытия Старобинского месторождения калийных солей в Беларуси / БелНИГРИ [и др.]. – Минск, 1999. – С. 22-24.
6. Синичка А.М. Условия образования и особенности нефтегазообразования солянокупольных структур. Киев, Наукова думка, 1966.
7. Burliga S. Struktura wewnętrzna i geneza współczesnej pokrywy solnej solniska Salar de Uyuni (Boliwia) w świetle badań tomograficznych/Burliga S., Dohnalik M. //Geologia, T.37, Zeszyt 2, S. 215-229. 2011.
8. Svendsen J.B. Parabolic halite dunes on the Salar de Uyuni, Bolivia. Sedimentary Geology, 155, 147-156.
9. Rettig S.L., Jones B.F., Risacher F. 1980 Geochemical evolution of brines of Salar de Uyuni. Chemical Geology, 30, 57-79.

В основании четвертичных отложений залегают палеозойские и мезозойские образования ордовика, перми, триаса, мела, палеогена и неогена. Начало формирования Андской горной системы относится к юрскому времени, равнина Альтиплано сформировалась в неогеновом периоде. С этого момента равнина превращается в бессточную аридную область, зажатую между двух субпаралельных хребтов (Западной и Восточной Кордильерой). Высокие температура и радиация (из-за значительной высоты – более 3750 м) обуславливают активную садку солей с начала четвертичного периода (рис. 3). Циклический характер седиментации привел к накоплению чередующихся пластов каменной соли и галопелитов с прослоями гипсов. Положительные формы рельефа, всегда находившиеся выше уровня воды (рассолов) в водоеме в настоящее время представлены останцами.

Вещественный состав солончака достаточно специфичный – в пробе рассола отобранного нами с Салар де Уюни содержание компонентов следующее (г/л): Na^+ – 71,15; K^+ – 21,07; Ca^{2+} – 0,26; Mg^{2+} – 26,24; Cl^- – 195,03; SO_4^{2-} – 13,49; HCO_3^- – 2,3. Источником элементов являются породы Западной и Восточной Кордильеры (рис. 4).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОЗЫРСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Для палеогеографии антропогенного покрова всей территории Беларуси характерна смена ледниковых и межледниковых эпох. Согласно региональной унифицированной схеме четвертичных отложений Беларуси [Схема., 1983] на изучаемой территории получили распространение четыре ледниковых покрова: наревский, березинский, припятский, поозерский, которые разделялись тремя межледниковьями: беловежским, александрийским, муравинским. Особенности рельефа отдельных крупных этапов развития отображены в разрезе антропогенной толщи. [Матвеев, 1990; Матвеев, 1982]

Брестское время (II bs)

К началу антропогенного времени южная часть Беларуси представляла собой плоскую заболоченную равнину. Наиболее приподнятой был район между долинами Уборти и Словечны (Мозырское поднятие) с относительными высотами до 50 м, что связано с поднятием южного борта Припятского прогиба. В Мозырском районе на глубине 8,1-53,1 м вскрыты брестские отложения, представленные переслаиванием глин и песка. Мощность этих отложений около 45 м. [Крутоус, 1990]

Наревское время (II nr)

Наревское (белорусское, раннеберезинское) время ознаменовалось проникновением на территорию Белорусского Полесья первого материкового оледенения, однако до современной территории Мозырской возвышенности он не дошел, а проходил севернее. Исследуемая территория в то время представляла собой денудационную равнину, сложенную доантропогенными породами. Талые ледниковые воды белорусского ледника сюда не проникали из-за общей приподнятости территории Белорусского Полесья.

Беловежское время (II bl)

Беловежское время – это первое межледниковье на территории Беларуси. Учеными предполагается, что именно в этот период сформировалась прадолина реки Припять, которая, начиная с верхнего течения, имела долину, близкую к современной. Все это подтверждается находками древних беловежских аллювиальных отложений вскрытых, в том числе, и возле Мозыря.

Березинское время (II br)

Похолодание в конце беловежского времени привело к новому березинскому оледенению, которое было более значительным, по сравнению с наревским, и двигалось с северо-запада и северо-северо-запада. Южная граница данного оледенения вызывает споры у ученых, но все они сходятся на том, что современная территория Мозырской возвышенности ледником покрывалась полностью. Данным ледником произошло значительное преобразование созданной ранее поверхности. Ледниковые ложбины, выявленные буровыми скважинами возле Мозыря, свидетельствуют о господствующих здесь процессах экзарации, эрозии и аккумуляции. В долине реки Припять выявлены гляциоаллювиальные отложения, залегающими между озерно-аллювиальными, аллювиальными осадками и представленными косослоистыми разнородными песками с гравием и галькой, сменяющимися в верхней части мелкозернистыми и тонкозернистыми песками с горизонтальной и косой слоистостью.

Александрийское время (II alk)

Березинский ледник, предшествовавший александрийскому межледниковью, оказал большое влияние на формирование орографии Белорусского Полесья в межледниковое время. Современная Мозырская возвышенность в то время имела наибольшие гипсометрические отметки подошвы александрийских осадков (около 120 м). Изучаемая территория была представлена флювиогляциальными равнинами. Для александрийской толщи характерно переслаивание песчаных, супесчаных, глинистых и торфяных пород. Отложения этого межледниковья вскрыты на территории исследования по долинам рек Мытва и Словечна. [Павловский, 1994]

Днепровское время (II dn)

Современный вид Мозырской возвышенности сформировался в результате динамики днепровского оледенения, который перекрывал практически всю территорию Беларуси, в том числе и ее южную часть. Аккумуляция ледника выразилась в надстройке ранее существовавших повышенный рельефа на месте Мозырской гряды, в заполнении водно-ледниковыми и собственно ледниковыми (моренными) отложениями ложбин, созданных как предыдущими оледенениями, так и самим днепровским ледником. Широко распространились и зандровые песчаные отложения.

Движение ледникового покрова на исследуемой территории происходило тремя потоками – брестским, столинским и наровлянским, что подчеркивается краевыми образованиями, нашедшими отражение в современном рельефе. Ими созданы основные формы рельефа – моренными и флювиогляциальными равнинами, ложбины стока, котловины озерных водоемов и др.

Отступление днепровского ледника было неравномерным. Вследствие этого отступления было сформировано несколько цепей краевых гряд, которые образуют повышенные участки. Наиболее грандиозные краевые образования, к которым приурочены самые высокие абсолютные отметки современного рельефа (180-200 м) протягиваются на участке Брест–южнее Кобрин–Загородье–Пинск–южнее Лунина–Житковичи–Петриков–Мозырь–Хойники–Брагин. [Крутоус, 1990] Комплексы краевых образований представлены различными типами возвышенностей – насыпными грядами, камами, озами и др. Значительное распространение имеют и напорные формы. Вдоль краевых гряд и между ними развивалось ложбины стока талых ледниковых вод, частично унаследовано реками.

Шкловское время (II sk)

Днепровский ледник оставил после себя сильно преобразованный рельеф, близкий к современному. Исследуемый район являлся наиболее повышенной территорией с относительными превышениями до 60-80 м. В шкловское время прослеживается хорошо выраженная речная долина Припяти, принявшая современные очертания. Отложения шкловского времени представлены аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерными, болотными комплексами. Аллювий представлен желто-серыми, серыми и темно-серыми песками, глиной, торфом пойменной, старичной и русловой фации. [Крутоус, 1990]

Сожское время (II sz)

В сожское время на территории Белорусского Полесья господствовал сожский ледник, южная граница которого не доходила до Мозырской возвышенности, поэтому особого изменения исследуемая территория в

данный период не ощущала. Водные потоки сожского ледника достигали Припяти и далее направлялись к востоку-юго-востоку в обход Мозырско-Юровичской гряды. [Павловский, 1994]

Муравинское время (II mrg)

После сожского оледенения наступило новое муравинское межледниковье. В это время территория Мозырской возвышенности по-прежнему оставалась наиболее возвышенной частью Белорусского Полесья. В районе Мозыря были вскрыты озерно-болотные отложения, приуроченные к древнеозерным котловинам и западинам, расположенным на флювиогляциальных и моренных равнинах среднеантропогенного времени. Вторая надпойменная терраса Припяти слагалась аллювиальными отложениями русловой и старичной фации.

Поозерское время (III pz)

В поозерское время на северной части Беларуси господствовал ледник, который не имел своего распространения на остальную часть республики. На территории Полесья в то время шли процессы лессообразования, заполнения котловин проточных озер и др. Особенно интенсивно процесс их формирования шел в верхних частях гряд и на возвышенных равнинах. Максимальные мощности лессовидных отложений составляют примерно 5-7 м. [Крутоус, 1990]

Голоценовое время (HI)

Голоценовое время является важным периодом в развитии изучаемой территории. Именно Мозырская возвышенность занимала наиболее высокое положение с самыми высокими абсолютными отметками. В то время кроме формирования первой надпойменной террасы и пойм активно протекали процессы оврагообразования, развития просадочных явлений на лессовидных грунтах, формировались склоновые отложения (шлейфы). [Павловский, 1994]

Крутоус, Э.А. Палеогеография антропогена Белорусского Полесья. – Мн.: Навука і тэхніка, 1990. – 143 с.

Матвеев, А.В. История формирования рельефа Белоруссии. – Мн.: Наука и техника, 1990.

Павловский, А.И. Закономерности проявления эрозионных процессов на территории Беларуси / А. И. Павловский. – Мн.: Навука і тэхніка. – 1994. – с. 13-27.

Региональная стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Белоруссии. 1981 г. (в соавторстве) // Решения межведомственного регионального совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии. 1981 г. С унифицированными стратиграфическими корреляционными таблицами. – Ленинград, 1983.

Рельеф Белорусского Полесья / А.В. Матвеев, В.Ф. Моисеенко, Г.И. Илькевич и др. – Мн.: Наука и техника, 1982 – 131 с.

Г. Г. Русанов

Алтайская государственная академия образования, Бийск, Россия

ВЕРХНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ДОЛИНАХ АЛЕЙ-ЧАРЫШСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ НА ПРЕДАЛТАЙСКОЙ РАВНИНЕ

В 1961 г. О.М. Адаменко в долинах нижней Бии, верхней Оби и во всех долинах их притоков от фаса Алтая до Салаира в цоколе высокой поймы и надпойменных террас выделил аллювиальные отложения монастырской свиты. Верхняя часть ее мощностью от 5 до 10 м представлена желтовато-бурыми и серыми иловатыми суглинками, синевато-зелеными илами, глинами и иловатыми песками синевато-серого цвета, и рассматривается как образования старичных фаций. Возраст этой свиты, по палеонтологическим данным, определяется началом среднего неоплейстоцена (Малолетко, 1972), тобольским горизонтом (Малолетко, 2013) или тобольским и началом самаровского горизонтов среднего неоплейстоцена (Адаменко, 1974). Присутствует эта свита и в новой унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины, утвержденной МСК в 2000 г., где ее возраст понижен и определяется шайтанским горизонтом раннего и тобольским горизонтом среднего неоплейстоцена.

Уже в 70-х годах было доказано, что в долине нижнего течения Ануя верхняя часть этих отложений в цоколе первой надпойменной террасы не является монастырской, а их радиоуглеродный возраст 14540 ± 365 лет (СОАН-16) и 13670 ± 115 лет (СОАН-69) (Панычев, 1979).

В 2012 г. отложения литологически идентичные верхней части монастырской свиты, также залегающие в цоколе высоких пойм и надпойменных террас, были установлены нами и прослежены на значительные расстояния на Предалтайской равнине в долинах Поперечной (правый приток Алея), Локтевки (левый приток Чарыша), по левому берегу Чарыша и долине Комарихи (правый приток Чарыша). Из этих отложений мы отобрали пять образцов на радиоуглеродное определение возраста, выполненное Л.А. Орловой (ИГМ СО РАН), и собрали ископаемые остатки фауны крупных млекопитающих, определения которых выполнил А.В. Шпанский (ТГУ).

В среднем течении реки Поперечная (правый приток Алея) между селами Кузнецово и Николаевка на правом берегу под аллювием высокой поймы мощностью 3 м вскрыта верхняя часть разреза озерных отложений, выполняющих днище долины (сверху вниз):

1. Глина пятнисто-полосчатая желтого, серого и голубовато-серого цвета, с неясно выраженной тонкой субгоризонтальной слоистостью, с многочисленными карбонатными конкрециями причудливой формы размером от 1 до 10 см.....3,0 м

2. Глина темно-серая с голубоватым оттенком тонкопесчано-алевритистая очень плотная с растительными остатками черного цвета, представленными веточками кустарников, с тонкими (до 2 см) слоями разнозернистых желто-бурых песков, уходит под урез реки.....1,0 м

Радиоуглеродный возраст растительных остатков из нижней части слоя 2 в интервале 6,7–7,0 м, определен в 15010 ± 100 лет (СОАН-8883).

В 1500 м ниже по долине Поперечной на правом берегу вскрыт точно такой же разрез, где в нижней части глиняный слой 2, мощность которого 4 м, на высоте 1,8 м над урезом реки обнаружены фрагменты правой и левой лопаток благородного оленя *Cervus elaphus* позднеоплейстоценового возраста.

В долине Поперечной озерные отложения видимой мощностью от 3,5 до 5 м, залегающие в цоколе высокой поймы, между селами Кузнецово и Гавриловка прослежены на протяжении 28 км.

В среднем течении реки Локтевки (левый приток Чарыша) на правом берегу в 3,0 км выше с. Курья под 4-м толщей аллювия высокой поймы залегают озерные тонкопереслаивающиеся серые и синевато-серые песчаные и алевритистые глины с тонкими прослойками песков. Они то уходят под урез реки, то возвышаются над ним на 0,5 м. В них обнаружена нижняя челюсть детеныша шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatis* с четырьмя зубами хорошей сохранности позднеоплейстоценового возраста, а на уровне уреза воды – обломок правой подвздошной

кости таза лося *Alces alces* также позднелепестового возраста.

Эти образования в цоколе высокой поймы прослеживаются далее вниз по долине Локтевки на протяжении 40 км вплоть до с. Калмыцкие Мысы.

В нижнем течении Локтевки в 5 км ниже с. Новофирсово в обнажении на правом берегу у старой пасеки под аллювием высокой поймы на глубине 4,3 м вскрыты, уходящие под урез реки, видимой мощностью 0,5 м глины песчаные синева-серые плотные, насыщенные обломками древесины и веток черно-бурого цвета, с тонкими (2–3 см) прослоями ржаво-бурых разнозернистых песков. Радиоуглеродный возраст обломков этой древесины на уровне уреза реки определен в 16420 ± 150 лет (СОАН-8882).

На левом берегу Чарыша в 1 км ниже с. Ильинка под аллювиальными отложениями второй надпойменной террасы мощностью 10 м вскрыты рассматриваемые озерные отложения (сверху вниз):

1. Глина тонкопесчаная и глинистый тонкозернистый песок очень плотные тонкослоистые, слоистость субгоризонтальная. Цвет темно-серый, местами желтоватый. В нижней части обнаружены бивень диаметром у основания 24,5 см и сегмент грудины *Mammuthus trogontherii*.....4,0 м

2. Глина синева-серая плотная с растительными обломками (ветки кустарников), уходит под урез реки. Видимая мощность.....1,0 м

В начале 70-х годов прошлого века в этом обнажении все отложения рассматривали как аллювий второй надпойменной террасы, а по обломкам древесины из слоя 2, отобранным Ю.М. Колыхаловым на высоте 0,5 и 1 м над урезом реки, был определен радиоуглеродный возраст в 35800 ± 750 лет (СОАН-787) и 30400 ± 300 лет (СОАН-786) соответственно.

В 5 км ниже с. Ильинка в обнажении на левом берегу Чарыша под аллювием второй надпойменной террасы мощностью 11,5 м вскрыты озерные отложения (сверху вниз):

1. Тонкое горизонтальное переслаивание глин, алевроитов, тонкозернистых глинистых песков. Толщина слоев от 1–2 мм до 1 см. Цвет толщи темно-серый, желтовато-серый, местами желтоватый.....4,0 м

2. Глина синева-серая с синева-серым оттенком, с тонкими (1–2 см) слоями желтоватых среднезернистых песков. Содержит обломки веток и стволов древовидных кустарников черного цвета, и фрагменты костей крупных млекопитающих: фрагмент зуба и фрагмент большой берцовой кости *Mammuthus ex gr. trogontherii-chosaricus*, фрагмент таза (правая вертлужная впадина) *Alces alces*, фрагмент правой бедренной кости *Megaloceros giganteus*, фрагмент правой лопатки *Bison priscus*, метакарпальная кость *Camelus cf. bactrianus*, сосредоточенные в основном в нижней части.....1,0 м

Ниже, видимой мощностью 1,5 м, уходя по урез Чарыша, залегают аллювиальные гравийные галечники и галечные гравийники русловой фации светло-серые хорошо окатанные, очень пестрого петрографического состава свежие не выветрелые с разнозернистым песком в заполнителе, рыхлые и сыпучие, хорошо промытые, косослоистые. Местами линзовидно пропитаны гидроокислами железа и сцементированы до состояния конгломератов, имеют яркий желто-бурый и красноватый цвет.

Радиоуглеродный возраст обломков стволов древовидных кустарников с глубины 16,5 м (подошва слоя 2) определен в 25715 ± 205 лет (СОАН-8884).

В обоих чарышских обнажениях, по заключению А.В. Шпанского, остатки *Mammuthus trogontherii*, датированные второй половиной среднего неоплейстоцена, несут следы окатывания, и потому являются переотложенными, а радиоуглеродный возраст бивня оказался за пределами > 40000 лет (СОАН-8880). Все остальные остеологические находки датируются поздним неоплейстоценом.

От устья долины речки Комариха (правый приток Чарыша) и вверх по течению подобные отложения прослеживаются на 20 км. В приустевой части этой долины на выходе ее из предгорий в долину Чарыша (1,3 км ниже с. Эстония), в 1974 г. Чарышской партией Западно-Сибирской геологической экспедиции была пробурена скв. 71, которая под 5-м толщей покровных лессовидных суглинков вскрыла плотные сизые илы мощностью 3,0 м с болотным запахом, мелкими обломками раковин моллюсков и примесью (до 10 %) хорошо окатанной гальки кварца размером до 5 см, залегающие на аллювиальных валунных галечниках мощностью 14,4 м. Из этих илов в инт. 5,2–8,0 м Н.В. Николаева отобрала 4 образца на палинологический анализ. По заключению Л.И. Ефимовой, в спектрах доминирует пыльца травянистых (72,0–80,0 %): лебедовые (6–12 %), неопределенная пыльца покрытосеменных (52–70 %), злаковые (5–9 %). В небольших количествах присутствует пыльца гвоздичных, гречишных, крестоцветных, молочайных, губоцветных, сложноцветных, осок, частухи, ежеголовника. Споры растений (20,0–26,0 %) представлены зелеными мхами (98 %), гроздовиками, папоротниками. Значение пыльцы древесных минимально (0,0–2,0 %) – ель, сосна, береза. Данные спектры отнесены к позднему неоплейстоцену.

В 10 км выше по долине Комарихи (1,1 км ниже с. Комариха) в обнажении на правом берегу в цоколе высокой поймы на глубине 3,3 м вскрыты, уходящие под урез реки видимой мощностью 0,7 м, синева-серые плотные алевроитистые глины с многочисленными растительными остатками черно-бурого цвета, представленными веточками кустарников, и горизонтальными тонкими (1–3 см) прослоями песка. Радиоуглеродный возраст этих остатков с глубины 4,0 м определен в 16350 ± 140 лет (СОАН-8881).

Ранее подобные отложения в долине Комарихи видимой мощностью 3,1 м под названием «березовские слои» были описаны в 2 км выше с. Комариха, где их радиоуглеродный возраст определен в 12145 ± 55 лет (СОАН-1162). В долине Березовки (правый приток Чарыша) эти «слои» датированы в 23835 ± 125 лет (СОАН-1163), а их мощность не менее 6,0 м (Николаев, 2001).

Установлены они в низкоречно-предгорной части бассейна Чарыша, в частности, в долине Маралихи выше с. Новошипуново, где их мощность достигает 3,5 м и более, а радиоуглеродный возраст определен в 11690 ± 90 лет (СОАН-4391) и 12025 ± 95 лет (СОАН-8454), а в долине Табунки они датированы в 14625 ± 125 лет (СОАН-8453) (Русанов, Орлова, 2013).

Таким образом, на Предалтайской равнине, не только в долине нижнего течения Ануя, но и, по крайней мере, в долинах Поперечной, Локтевки, Чарыша и Комарихи, озерные отложения, слагающие цоколь высокой поймы и надпойменных террас, не являются верхней частью ниже – среднелепестового монастырской свиты. Возраст их по фауне крупных млекопитающих уверенно определяется поздним неоплейстоценом, а уже довольно многочисленные радиоуглеродные датировки позволяют ограничить их возраст второй половиной позднего неоплейстоцена – каргинско-сарта́нским временем.

Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.

Малолетко А.М. Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск: Изд-во ТГУ, 1972. 230 с.

Малолетко А.М. Среднечетверичное обводнение Предалтая // Охрана окружающей среды и природных ресурсов стран Большого Алтая. Барнаул: Изд-во АлтГУ, 2013. С. 152–155.

Т. Ф. Трегуб

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия, ttregub108@yandex.ru

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ВЕРХНЕГО ДОНА, СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ, БЕЛАРУСИ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПЫ

В последнее десятилетие исследователи в области стратиграфического расчленения, а так же картирования отложений неоплейстоцена сталкиваются с проблемой корреляции хронологии событий этого времени.

На всех этапах изучения четвертичного периода выделялось различное количество межледниковых и ледниковых эпох с определенной степенью обоснованности хронологических рубежей. В этой связи автором была предпринята попытка обозначить проблемы корреляции и сопоставить этапы накопления аллювиальной и лессово-почвенной формаций с эволюционными преобразованиями экосистемы (Трегуб, 2011).

В различных источниках в аллювиальной формации долин Оскола и Дона выделяется от пяти до семи крупных седиментационных циклов. Начало неоплейстоцена большинство исследователей связывает с петропавловско – покровским этапом, которому соответствует балашовская почва и тростянский (бобровский) лесс. В долинах этому этапу соответствует погребенный аллювий солдатской надствиты, которая до настоящего времени палинологически не охарактеризована. В пределах Беларуси данному этапу соответствуют отложения сморгонской и дворецкой свит. Развитие следующего ильинско-донского цикла трактуется однозначно практически на всей территории Европейской равнины, с четырехчленным строением толщ. Однако ильинско-донской цикл в аллювиальной формации имеет достаточно полную палинологическую характеристику для подморенных отложений (мощность 24 м) у с. Листопадовки и отложений глубокого вреза (мощность 35 м) в долине р. Оскол. Возможно, в этой связи первую ледниковую эпоху ильинско-донского цикла следует рассматривать в рамках резкого, но кратковременного похолодания. Подобное разночтение событий нижнего неоплейстоцена вероятно требует дополнительного изучения, как погребенных аллювиальных свит, так и лессово-почвенных серий Верхнего Дона (Анциферова и др. 2005, см. схему).

Мучапскому надгоризонту и окскому горизонту соответствует городская почвенно-лессовая серия (ПЛС), которая в долинах Оскола и Дона представлена воронкой почвой и коростелевским лессом. В пределах Беларуси в рамках окской ледниковой эпохи выделяется межледниковая ишкельская эпоха. При этом окское оледенение в целом практически не имеет четкой палинологической характеристики. Погребенный аллювий этого времени фиксируется в цокольной части разрезов IV надпойменной террасы (см. схему), а озерные отложения заполняют ложбины ледникового выпайивания. В этой связи неясно, какой террасовый уровень слагают отложения икорещкого горизонтов. Наличие в отложениях разреза Мастюженка вида *Arvicola mosbachensis*, видимо не обеспечивает обоснования для выделения самостоятельной межледниковой эпохи. (Козлов и др., 2011).

В настоящее время, дискуссионным остается вопрос хронологической приуроченности отложений IV и III надпойменных террас в долине Дона. В стратиграфических схемах данные геологические объекты помещены в рамки одной ледниковой московской (днепровской) эпохи среднего неоплейстоцена. Однако резкие отличия палеогеографических событий отразившихся в отложениях аллювия IV и III террас противоречат возможности формирования двух толщ данных уровней в объеме одной ледниковой эпохи. Настоящий вывод опирается на палинологические материалы из разреза IV террасы в долинах Дона, Оскола и Сейма, которые четко сопоставляются с выделением двух крупных этапов накопления почв и лессов в объеме среднего неоплейстоцена (Трегуб, 2007). Литология разрезов IV террасы в долинах Дона, Оскола и Сейма имеет одинаковое строение (присутствуют три почвенных горизонта) и отвечает строению лихвинско-жиздринскому циклу в почвенно-лессовой серии.

Разрез у с. Духовое, в процессе длительного изучения в стратиграфическом отношении соответствовал либо верхней части среднего неоплейстоцена, либо относился к микулинскому межледниковью. Палинологические материалы, полученные из разрезов Духовое и III террасы долины р. Оскол, свидетельствуют о наличии неоплейстоценовых флор моложе лихвинских и древнее микулинских. Оптимальные фазы развития данной палеорастительности соответствуют времени образования роменской почвы. В то же время принадлежность отложений III террасы Дона и Оскола к горкинско-московскому (днепровскому) этапу среднего неоплейстоцена логически подводит к мысли о том, что лискинская свита должна соотноситься с роменской почвой и железногорским ПЛК.

Аллювиальные отложения микулинско-валдайского климатического ритма, а так же брянская почва и поздневалдайский лесс, в стратиграфическом отношении, являются наиболее обоснованными. Сложная климатическая ритмика валдайской ледниковой эпохи определила образование двух уровней II и I террас (с седиментационными подуровнями), но в целом это был единый климатический ритм, в течение которого произошел распад микулинской флоры до формирования растительности с гиперзональной структурой.

Сопоставляя выделенные этапы с последними палинологическими материалами территории Беларуси можно отметить ту же тенденцию. В палинотрагической схеме, начиная с 19 КИС, фиксируются шесть климатических ритмов (Еловичева, 2011).

Попытка скоррелировать события неоплейстоцена центра Восточно-Европейской равнины с событиями, отраженными в разрезе Танаги-Филиппон (Македония) побудили авторов к выделению большого количества свит, горизонтов и надгоризонтов для нижнего и среднего неоплейстоцена. Однако анализ эволюционного ряда средиземноморских флор (состав экзоты изменяется вверх по разрезу) четко указывает на шесть крупных этапов развития колхидской флоры (Иосифова и др., 2006).

Обращаясь к этапам эволюции мелких млекопитающих, мы видим пять крупных изменений границ ареалов (без петропавловско-покровского климатического ритма), соответствующих следующим межледниковьям и оледенениям: ильинско-донскому; мучапско-окскому; лихвинско-каменскому с конечным похолоданием; роменско-днепровскому и микулинско-валдайскому (Маркова, 2011).

Все вышеизложенное указывает на то, что процессы формирования отложений лессово-почвенной и аллювиальной формаций четко сопоставляются с этапами становления и распада пранеморальной протонеморальной и

образованием квазибореальной, неморальной и бореальной флор, а так же с эволюционными преобразованиями в ряду мелких млекопитающих *Mimomys* - *Arvicola* в течение неоплестоцена. Выделение для каждого этапа более мелких стадий требует, как правило, дополнительного обоснования стратиграфического расчленения и корреляции отложений неплейстоцена.

Тысячи лет	Эпоха	Горизонты	MIS	Комплексы фауны	Фаунистические подкомплексы	Болото Танаги-Филиппон (Македония)*		Северо-Западная Европа**	Комплексы *** млекопитающих	Состав флоры		Зоны по данным палиностратиграфии	Группы флор	Этапы накопления аллювиальных свит Верхнего Дона по палинологическим данным				
						Типы флор	Фитогауры			Состав экзотов								
100 200 300 400 500 600 700	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	Валдайский	4	Хвалынский	сунгирский	Мезо-средиземноморская флора	Комплекс флоры	Ледниковые условия	Вейхсель	Pinus преобладает	Arvicola sapidus et terrestris	III	I терраса (два уровня) мощность 3-15 м					
		Микулинский	5		шкурлатский			Заветеруоулис										
		Днепровский (=Московский)	6		павловский			Драма						Эем				
								Пайтайон										
		Горкинский	7		черменинский		Ледниковые условия	Морена Заале Варта, Дренгте	Pinus преобладает с участием Quercus	Arvicola mosbachensis et rosaeus	II	III терраса, с погребенной почвой в верхней части, мощность 25-35 м						
		Вологодский	8		хазаарский		Символон степь	Ле Буше с 3 оптимумами (интер. Бюггеля)										
							Чекалинский	9	Степь	Холодный ин-т с интерстадиалами			Pinus, Quercus (преобладают)	Pinus, Quercus				
		Калужский	10		рассказовский		Степь	Уссель и Амартгер										
		Лихвинский	11	сингильский	лихвинский		Крименес	М-вье Ляндос (интер. Хоогевеен)	Nerium, Fraxinus, Buxus, Pterocarya, Carpinus	Arvicola mosbachensis et rosaeus	I	V погребенная терраса, мощность 20-30 м						
		Окский	12		михайловский		Степь	Холодный интервал	Pinus, Quercus (преобладают)									
		Икорецкий	13		икорицкий		Леканис	Гольштейн	Zelcova, Pterocarya, Fraxinus, Carpinus									
							14	Ледниковые условия	Эльстер				Pinus, Quercus (преобладают)					
		Мучкапский	15		бихарий		тираспольский	змеевский	Супра-средиземноморская флора	Комплекс флоры			Алистрати II	Интерстициал IV (Ноорбергу)	Zelcova, Vitis, Pterocarya, Carpinus	Mimomys intermedius		
		Донской	16										Лесостепь	Глициал	Zelcova, Carpinus			
													Алистрати I	Интерстициал III (Ромален)				
		Ильинский надгоризонт	17										Фалакрон	Глициал V	Pinus, Quercus (преобладают)			
18	Ледниковые условия			Глициал B		Hedera, Pterocarya, Carpinus												
Покровский	19	моисеевский	Н и к и	Интерстициал II (Вестерхов)		Pinus, Quercus (преобладают)												
800 900	ЗОПЛЕЙСТОЦЕН	МАТУЯМА	Петропавловский	петропавловский	Супра-средиземноморская флора	Комплекс флоры	Ледниковые условия	Глициал A	Pterocarya	Mimomys pusillus	Флора перекрестного этапа от позднеплейстоценовой к пранеморальной	Погребенный аллювий, мощность 3-12 м						
							Просолсани II	Интерстициал I (Ваарденбург)	Eucommia, Pterocarya, Hedera									
							Просолсани I	Оледенение Дорст	Eucommia, Pterocarya, Carya									
							Ледниковые условия	Pinus, Quercus (преобладают)	Castanea, Pterocarya, Eucommia, Hedera									

СХЕМА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СОПОСТАВЛЕНИЙ

Анциферова Г.А., Трегуб Т.Ф., Стародубцева Н.В. Палеоботанические методы в палеоэкологии неоплейстоцена центра Восточно-Европейской равнины. Воронеж, Труды. Вып.31, 2005. 101 с.

Еловичева Я.К. Палинология и климатостратиграфия плейстоцена Беларуси/ Я. К. Еловичева // Палинологические, климатостратиграфические и палеоэкологические реконструкции. СПб.: Недра, 2006. – С. 179-222.

Иосифова Ю.И. Верхний Дон как страторегион среднего плейстоцена Русской равнины / Ю.И. Иосифова, Агаджанян А.К., Писарева В.В., Семенов В.В. //Палинологические, климатостратиграфические и палеоэкологические реконструкции. СПб.: Недра, 2006. С. 41-84.

Козлов В.Б. Новые исследования межледниковых отложений опорного разреза Смоленский Брод на Западной Двине / В.Б. Козлов, А.С. Кремень, Ю.И. Иосифова, В.В. Писарева, В.В. Семенов, С.М. Шик // Квартер во всем его многообразии. Материалы VII Всероссийского совещания по изучен. четвертичного периода. Апатиты, СПб.: РАН, Том I, 2011. С. 271-273.

Маркова А.К. Среднеплейстоценовые фауны мелких млекопитающих Восточной и Центральной Европы. Хронология, корреляция / А.К. Маркова, ванн Кольфхотен // Квартер во всем его многообразии. Материалы VII Всероссийского совещания по изучен. четвертичного периода. Апатиты, СПб.: РАН, Том II, 2011. – С. 68-71.

Трегуб Т.Ф. Палинологические критерии при обосновании возраста и корреляции отложений халанской серии неоплейстоцена Среднерусской Возвышенности / Т.Ф. Трегуб // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2007. - № 2. С. 63-68.

Трегуб Т.Ф. Проблемы стратиграфии аллювиальной формации Верхнего Дона / Т.Ф. Трегуб // Квартер во всем его многообразии. Материалы VII Всероссийского совещания по изучен. четвертичного периода. Апатиты, СПб.: РАН, Том II, 2011. С. 282-284.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ

3

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Белянин П. С., Белянина Н. И. Биостратиграфия отложений неоплейстоцена и голоцена в нижнем течении р. Туманная (Дальний Восток России)...	4
Букасс А. С., Бартова А. В., Клевцов А. С., Зархидзе Д. В., Иванова В. В. Особенности строения кайнозойских разрезов, содержащих пластовые льды на Карском побережье Югорского полуострова.	5
Ваишкова А. А. Петрографический состав грубообломочной фракции моренных отложений в карьере «Г ралёво».	6
Гушанкова Н. И., Агаджанян А. К. Геологическое строение и палеогеография плейстоцена на западе Приволжской возвышенности (по данным изучения лессово-почвенных серий).....	7
Зерницкая В. П. Запись климатических событий позднеледникового в пыльцевых спектрах перигляциальной зоны поозерского оледенения.	9
Калмыков Н. П. О реальности вида и его роли в палеонтологическом обосновании стратиграфии плейстоценовых отложений.	10
Колошеч С. М. О границе поозерского оледенения на территории Беларуси.	11
Лаухин С. А. К вопросу о возрасте древнейших оледенений Чукотки.	12
Левина Н. Б. К вопросу о позднем среднеледниковом (московском, тазовском) оледенении.	14
Маноков В. В. Геологическое прошлое горы Пивихи.	15
Мотузко А. Н., Балаишова К. Ю. Новая находка остатков <i>Mammuthus primigenius</i> Blumenbach из местонахождения Четверня (Жлобинский район).	17
Мурашко Л. И., Кухарчик Ю. В. Литологические индикаторы палеогеографических условий ледниковой седиментации.	18
Пушкарёв В. С., Лаухин С. А., Черепанова М. В., Филькин Н. А., Волгина В. А. Корреляция природных событий от Зауралья до Охотского моря методом гомотаксильности (на примере временных аналогов МИС-3).....	20
Рылова Т. Б. Разрез беловежского межледникового у д. Большое Бахово на востоке Беларуси.	21
Рылова Т. Б., Карабанов А. К., Савченко И. Е. Новые данные к стратиграфическому расчленению плейстоценовых отложений в районе г. Могилёв.	23
Самодуров В. П., Кутырло В. Э. Морфометрия кластогенных пород четвертичных отложений Беларуси на основе анализа цифровых изображений.	26
Санько А. Ф., Рылова Т. Б., Балаишова К. Ю. Зуп – новое местонахождение беловежских отложений в Белорусском поозерье.	27
Санько А. Ф. Актуальные проблемы четвертичной геологии Беларуси: стратиграфия, геохронология, палеогеография.	30
Сенько А. Н. Руководящие кристаллические валуны сожской и поозерской морен Гродненской возвышенности.	31
Сиренко Е. А. Значение палинологических исследований для стратификации субарктических Эоплейстоценовых и нижнеледниковых отложений Украины.	32
Степняк А. Г. Геоморфологические события голоцена в разрезах Чирик-Ахангаранского региона.	33
Судакова Н. Г., Введенская А. И., Немцова Г. М. Системный подход к геоэкологической оценке устойчивости морфолитосистем Русской равнины.	34
Тойчишев Х. А., Степняк А. Г. Опорный разрез Нурата в стратификации эоплейстоценовых отложений Узбекистана.	36
Трацевская Е. Ю., Гусев А. П. Некоторые аспекты четвертичной геологии в концепции правил составления государственной геологической карты (Госгеолкарты-200).....	37
Чернец И. С. Опорные разрезы лессово-почвенной серии плейстоцена запада Украины и их охрана.	38
Янина Т. А. Корреляция событий Каспийского моря и Русской равнины в позднем плейстоцене.	40
Dzierżek J., Szymanek M. Environmental changes in north Poland during the Vistulian (Valdai) glaciations on the base of data from Dobryń lakeland.	41
Szymanek M. Geochemical studies of viviparus (Kunth) from ortel KrOlewski (eastern Poland) and their climatic and environmental significance.	42
Zaika Y. U. Some data on probable source areas Paleozoic carbonate rock debris from the Middle Pleistocene Soz moraine in the Minsk region, Belarus.	44

НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА

Абрамович О. К. Необходимость геодинамического районирования городских территорий на примере г. Гомеля.	46
Ваишкова А. А. Морфометрическое исследование рельефа Городской возвышенности.	47
Гречаник Н. Ф. Геоморфология долины р. Пульва.	48
Губин В. Н. Гляциотектоника и её роль в формировании ресурсов углеводородов.	50
Гусев А. И. Геоморфологические факторы формирования россыпей Алтая.	52
Ильченко В. Л. Геоморфология, геодинамика и формирование рудообразующих систем.	53
Кирикович А. В. О структуре и генезисе котловины озера Воронец (северо-западная Беларусь).	55
Лазарева Е. И., Макаров А. С., Большаков Д. Ю. Геоморфологическое строение острова Курунгнах (республика Саха-Якутия, дельта р. Лены).	56
Макарова Н. В., Макеев В. М., Суханова Т. В., Дорошко А. Г., Коробова И. В., Микляев П. С., Карфилова Е. А. Структурно-геоморфологическая характеристика и четвертичные отложения юго-западного крыла Воронежской антеклизы.	57
Макеев В. М., Карфилова Е. А., Макарова Н. В. Инструментальный блок морфометрического анализа в модели структурно-геоморфологического картографирования (на примере Островецкого района Беларуси).	58
Матвеев А. В. Интенсивность современного преобразования земной коры поверхности Беларуси.	60
Новак Т. А. Структурный анализ эрозивной сети Мизочской возвышенности.	61
Павловский А. И., Мележ Т. А. Современные экзодинамические режимы речных долин Беларуси.	63
Пащенко П. С., Карамушка О. А. Методы прогноза зон нарушенности и скопления метана в углепородном массиве.	64
Трезуб А. И., Трезуб С. А. Неотектоника, новейшие отложения и развитие рельефа территории Воронежской антеклизы.	66
Чувардинский В. Г. Происхождение экзарационного рельефа. Покровные ледники или разломная неотектоника?	67
Шелехова Т. С. Ледораздельные аккумулятивные возвышенности Карелии.	68
Savvaitov A. S. About ways of reconstruction of thickness of ice cover for earlier stages of last deglaciation in eastern Latvia.	70
Карабанов А. К., Камышенко Г. А. Проблемы геоэкологии и рационального недропользования в исследованиях Института природопользования НАН Беларуси.	71
Зарецкая Н. Е., Кузнецов В. Ю., Максимов Ф. Е., Панин А. В. Средневалдайский интерстадиал в бассейне р. Северной Двины: геохронология, стратиграфия отложений и палеогеография.	72
Кутырло В. Э., Савченко В. В., Самодуров В. П. Солончак Салар де Уюни (многонациональное государство Боливия) в свете проблем генезиса соленосных отложений.	74
Митко Ю. В. Палеогеография четвертичных отложений Мозырской возвышенности.	76
Русанов Г. Г. Верхнеледниковые озерные отложения в долинах Алей-Чарышского Междуречья на Предальтайской равнине.	77
Трезуб Т. Ф. Проблемы стратиграфии неоплейстоцена верхнего Дона, Среднерусской возвышенности, Беларуси и центральной Европы.	79

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**
Материалы VIII Университетских чтений

Минск, 3—4 апреля 2014 г.

В авторской редакции

Ответственный за выпуск *А. Ф. Санько*
Компьютерная вёрстка *Д. Л. Твороновича-Севрука*
Обложка *Д. А. Пашикевич*
Дизайн макета *Richter Nordmann*²⁰¹⁴

Подписано в печать 21.03.2014. Формат 60 × 84 1/8. Бумага офсетная.
Ризография. Усл.печ. л. 9,53 Уч.-изд. л. 12,36
Тираж 100 экз.

«Цифровая печать», 2014