

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРОДОКСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Городокская возвышенность, расположенная на северо-востоке Беларуси, является одним из наименее изученных геоморфологических районов Белорусского Поозерья. В истории развития возвышенности выделяется три основных этапа: формирование цоколя коренных пород возвышенности, формирование моренного цоколя и этап оформления современного облика возвышенности.

Этап формирования цоколя коренных пород исследуемой территории имеет большую продолжительность и связан, главным образом, с тектоническим развитием Оршанской впадины. История её формирования достаточно сложная и до сих пор слабо установлена [2]. Заложение впадины происходило в позднем протерозое, возвышенность находилась на северо-западном склоне крупной отрицательной структуры. В нижнем палеозое территория была сушей, но со среднего девона начинается новый этап погружения впадины. Рассматриваемая территория опускается, в морских условиях идет накопление терригенно-карбонатных серий пород. При погружении поверхности фундамента в структуре Оршанской впадины закладывались системы разломов, которые пересекали территорию на отдельные блоки, горсты и грабены [7]. К концу девона в пределах возвышенности сформировалась пологая равнинная территория с невысокими абсолютными отметками высот. Поверхность её слагали преимущественно карбонатные породы — доломиты, известняки.

В течение мезозоя территория Городокской возвышенности испытывает слабое воздымание, общий уклон поверхности сменяется на южный, здесь в это время присутствуют морские бассейны. Рассматриваемая местность становится денудационной поверхностью, на поверхности закладываются речные долины, обращенные в югу. Податливые терригенные породы разрушаются быстрее, в итоге перепад высот на юго-западе и северо-востоке возвышенности постепенно возрастает. Прочные и доломиты и известняки саргай-семилукского возраста формируют локальный водораздел, который протягивается по линии Руба—Городок—Вировля—Доминиково в северо-северо-западном направлении. Этот водораздел является частью Латвийско-Белорусской возвышенности дочетвертичной поверхности [3].

В начале кайнозойской эры в пределах возвышенности начинают оформляться поверхности выравнивания. На территории возвышенности прослеживаются три таких поверхности: палеоцен — эоценовая, олигоцен миоценовая, плиоценовая [6].

Этап формирования моренного цоколя возвышенности начинается с наступания на территорию первого плейстоценового ледника и завершается с началом муравинского межледниковья. В пределах возвышенности не сохранилось аккумуляций нижнего плейстоцена. Большую контрастность рельеф возвышенности приобрел во время далеко продвинувшегося к югу березинского оледенения. Березинский ледник уничтожил все ранее сформированные плейстоценовые образования, значительно воздействовал на дочетвертичное ложе. На территории возвышенности в поверхности прочных карбонатных пород образуется ряд слабоврезанных до 10—20 м понижений, которые в последствии пломбируются донной монолитной мореной и реже мореной складчато-надвиговой текстуры.

Крупные изменения произошли на исследуемой территории в припятское время. Самый мощный ледниковый покров плейстоцена в пределах Восточно-Европейской платформы уходил далеко к югу от возвышенности во время двух своих мега-стадий: днепровской и сожской. Радиально-секторальная структура ледникового покрова во время обоих этих стадий определяла положение Городокской возвышенности в ледораздельной зоне. Здесь, в днепровскую, а затем и сожскую стадии протекала усиленная аккумуляция моренных отложений, которые сформированы напорными, конечно-моренными фациями со складчато-надвиговыми текстурами, крупными отторженцами дочетвертичных и плейстоценовых пород.

В результате к началу муравинского межледниковья Городокская возвышенность была отчетливо выделяющейся в рельефе цокольно-аккумулятивной ледораздельной макроформой с мощностью четверичной толщи до 100 м. Возвышенность имела площадь примерно в 2,5 раза уступающую нынешней. Абсолютные отметки высот достигали значений 200 м, хотя преобладали значения высот в 160—180 м.

Этап оформления современного облика возвышенности происходил во время поозёрского оледенения. Он включает три основных подэтапа: подледниковый, внутрiledниковый и подэтап краевой аккумуляции.

В *подледниковый подэтап* территория возвышенности оказалась полностью перекрытой продвинувшимся на 120—160 км южнее относительно маломощным покровом поозёрского оледенения. Ему была характерна радиально-секторальная структура [5, 8]. Городокской возвышенность находилась в ледораздельной зоне между Чудским и Ладожским потоками. Подледниковый подэтап длился в пределах Городокской возвышенности во время свирьской максимальной и витебской постмаксимальной фазы оршанской стадии поозёрского оледенения. По завершению подэтапа граница активного льда проходила примерно по линии Зароново—Городок—Руба. В пределах возвышенности подэтап завершился созданием

избыточно мощного формообразующего комплекса отложений, максимальных значений достигающего в ледораздельной зоне и прилегающей к ней запада части возвышенности.

Внутриледниковый подэтап начался с фазы дегляциации динамической ледораздельной зоны и завершился с преобразованием динамического ледораздела в морфологический. В начале этапа возросшие амплитуды неровностей ложа приводили к дифференциации скоростей и направлений движений льда. В ледораздельной зоне образовывались локальные разнонаправленные языки. На участках стыков локальных языков происходило выдавливание снизу моренного материала и начиналось активное внутриледниковое рельефообразование [1]. К этому времени были созданы крупные уплощенные холмы и массивы центральной части возвышенности, здесь в виде узкой полосы сохранялись участки мертвого льда. Трещины и проталины в нём, заложенные, как правило, над ранее созданными под- и внутриледниковыми гляциоструктурными образованиями, выполнялись водно-ледниковыми песчаными, песчано-гравийными и гравийно-галечными отложениями. Движения активного льда во время деградации были сезонно-колебательными, чередуя этапы незначительных подвижек с более продолжительными остановками. В результате таких осцилляторных подвижек сформированное и покрытое мертвым льдом ядро возвышенности прирастало цепочками холмисто-грядового рельефа. В рельефе восточного и западного склонов возвышенности прослеживается 6 цепочек такого холмисто-грядового рельефа. Цепочки имеют фестончатый в плане облик, в узловых их частях расположены локальные угловые массивы.

Подэтап краевой аккумуляции связан с наступлением ледника браславской стадии, около 15 тыс. лет назад [4]. Краевая зона браславского ледника распадалась на ряд небольших лопастей и языков. Следы ледораздельной зоны прослеживаются по межозерному перешейку озёр Невель и Заверезье и Ородово—Езерище и далее в районе д. Жуково Городокского р-на. В краевой зоне браславской стадии на территории Городокской возвышенности сооружались небольшие по мощности гляциоструктуры, преобладали складчатые и складчато-надвиговые образования. Продвижение моренонасыщенных полос льда часто протекало по плоскостям надвигов из озёрно-ледниковых отложений браславских межстадиальных озёрно-ледниковых глин и алевроитов.

На северо-западном склоне была сформирована полоса холмистого рельефа западнее котловины озера Берново, что выстраивается в цепочку, параллельную краю ледника. В районе д. Селище Городокского р-на подо льдом была сформирована крупная ложбина, осложненная впоследствии подледным каналом стока талых ледниковых вод. На дистальном склоне вся краевая зона надстраивалась отложениями конусов выноса и дельт. В проксимальной части краевой зоны шла аккумуляция маломощных моренных гляциоструктур, представленных как правило небольшими брахиантиклинальными складками.

На северо-восточном склоне наиболее мощные гляциоструктуры были сооружены в районе дд. Кудины—Гуколы, где они также построили полосу холмистого рельефа берновской осцилляции. Полоса конечно-моренного рельефа хорошо прослеживается у д. Махалово и тянется к д. Сеченка Городокского р-на. Южнее, в районе д. Солодковичи, талые воды образовали холмисто-грядовый рельеф, построенный водно-ледниковыми отложениями. Восточнее крупной ледниковой ложбины с оз. Сесито—Межа у д. Степановичи формировался грядово-холмистый конечно-моренный рельеф, надстроенный мощной водно-ледниковой толщей конусов выноса у д. Долганы Городокского р-на.

В начале голоцена произошла окончательная расконсервация озёрных котловин. Территория испытала незначительное гляциоизостатическое воздымание, произошло небольшое врезание и формирование речных долин.

Таким образом, выявленные закономерности формирования средне- и верхнеплейстоценовых толщ позволили раскрыть основные этапы формирования Городокской возвышенности. В её появлении основная роль принадлежит плейстоценовым оледенениям.

В течение длительного времени в пределах Городокской возвышенности формировалось поднятие дочетвертичной поверхности. Оно оказывало влияние на динамику среднеплейстоценовых ледниковых покровов, в результате чего в березинское и припятское оледенение образовался моренный цоколь возвышенности. Окончательное оформление Городокской возвышенности как крупной формы рельефа произошло во время поозёрского оледенения и включало три подэтапа: подледниковый, внутриледниковый и этап краевой аккумуляции.

1. *Аболтинш О. П.* Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1989. 284 с.
2. *Айзберг Р. Е.* Тектоника Оршанской впадины // Докл. АН БССР. 1971. Т. 15, № 9. С. 826—829.
3. *Исаченков В. А.* Проблемы морфоструктуры и древнеледниковой морфоскульптуры. Ленинград: Наука, 1988. 176 с.
4. *Матвеев А. В.* История формирования рельефа Белоруссии. Минск: Навука і тэхніка, 1990. 144 с.
5. *Матвеев А. В.* Особенности динамики поозёрского ледника в северной Беларуси // Докл. АН Беларуси. 1993. Т. 37, № 3. С. 89—91.
6. *Можжаев Б. Н., Можжаева В. Г.* Ступенчатость рельефа в области валдайского оледенения // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 3. С. 52—53.
7. *Нагорный М. А.* Тектоника Оршанской впадины // Літасфера. Минск, 2009. № 2 (31) С. 67—74.
8. *Чеботарёва Н. С.* Особенности деградации валдайского оледенения на востоке Белоруссии и северо-западе Смоленской области // Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изучению краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968. С. 20—24.