



Оледенения четвертичного периода

Авторы: А. А. Величко

Оледенения четвертичного периода

История покровных оледенений, появившихся в [Арктике](#) и распространившихся на огромные пространства равнин России (общая площадь ок. 30% территории), связана с последней третью четвертичного периода (после 1 млн. лет назад), См.

[Четвертичная система \(период\)](#). В это время увеличились периодичность (с 40 до 100 тыс. лет) и амплитуда колебаний климата, связанных с изменениями параметров орбиты Земли (эксцентриситет и др.), что привело к развитию покровных оледенений. Наиболее древние покровные оледенения относятся к концу [эоплейстоцена](#). На [Восточно-Европейской равнине](#) древнейшей является ликовская морена (ликовское оледенение), обнаруженная в Подмосковье, её возраст ок. 1,0–0,9 млн. лет.

Ранний неоплейстоцен. Ликовское оледенение отделено акулковским межледниковьем от рубежа палеомагнитных эпох Матуяма – Брюнес (начало неоплейстоцена), возраст которого 780 тыс. лет. С началом эпохи Брюнес сопоставляется залегающий выше горизонт сетуньской морены (сетуньское оледенение, ок. 750 тыс. лет назад). К этому времени относится и самое древнее оледенение на [Западно-Сибирской равнине](#) – мансийское (его морена найдена вблизи г. Ханты-Мансийск). Точные границы распространения этих древнейших ледниковых покровов ещё не установлены, однако моренные отложения в центральных районах обеих равнин свидетельствуют об их широком распространении. На Восточно-Европейской равнине следующим является донское оледенение (ок. 650 тыс. лет назад), отделяющееся от предшествующего окатовским межледниковьем (ок. 700 тыс. лет назад). Максимальное распространение (до 52° с. ш.) донского оледенения чётко устанавливается в восточной части равнины. Центр этого ледникового покрова находился на [Новой Земле](#) и [Полярном Урале](#). После деградации покрова наступает

мучкапское межледниковье (ок. 600 тыс. лет назад). Возможно, что на Западно-Сибирской равнине донскому оледенению соответствует раннешайтанское, а мучкапскому межледниковью – тильтимское. Позднешайтанское оледенение (ок. 450 тыс. лет назад) может быть сопоставлено с окским на Восточно-Европейской равнине, распространившимся здесь почти до 55° с. ш. Возможно, на Восточно-Европейской равнине между донским и окским существовало навлинское оледенение (ок. 550 тыс. лет назад), границы распространения которого пока не установлены.

Средний неоплейстоцен. Лихвинское (на Восточно-Европейской равнине) и тобольское (на Западно-Сибирской равнине) межледниковья (ок. 400 тыс. лет назад) отделяют от более ранних ряд среднеледниковых оледенений. Первым было печорское оледенение (ок. 350 тыс. лет назад), центр которого (как и донского оледенения) находился на Новой Земле и Полярном Урале. Оно распространилось до северных частей Тверской и Ярославской областей. Ко 2-й пол. среднего неоплейстоцена на Восточно-Европейской равнине относится днепровская ледниковая эпоха. Она состояла из двух основных этапов – собственно днепровского (ок. 180 тыс. лет назад, южная граница в западной части равнины 49–50° с. ш.) и московского (ок. 150 тыс. лет назад, южная граница 55–56° с. ш.), разделённых днепровско-московским интервалом слабого потепления. Особенностью ледниковых покровов днепровской эпохи, в отличие от предшествующих, является смещение центра оледенения к западу (горы Скандинавии). На Западно-Сибирской равнине днепровское оледенение сопоставляется с самаровским (южная граница ок. 59–60° с. ш.), московское – с тазовским, но здесь разделяющий их интервал рассматривается как межледниковье (ширтинское).

Поздний неоплейстоцен. Ледниковая эпоха наступила ок. 112–115 тыс. лет назад, когда завершилось последнее межледниковье (микулинское – на Восточно-Европейской равнине, казанцевское – в Сибири). В пределах этой эпохи выделяются два главных ледниковых этапа: к первому (45–40 тыс. лет назад) на Восточно-Европейской равнине относится ранневалдайское оледенение, в Сибири – ермаковское (зырянское), ко второму (ок. 25–23 тыс. лет назад) – соответственно поздневалдайское и сартанское. Оба этапа разделены интервалом (средневалдайским – на Восточно-Европейской равнине, каргинским – в Сибири), в

отдельные фазы которого климатические условия приближались к современным; этот интервал обычно рассматривается как продолжительный межстадиал (мегаинтерстадиал) внутри валдайского оледенения. На Восточно-Европейской равнине ранневалдайский ледниковый покров не выходил за пределы южного побережья Балтийского моря, граница поздневалдайского покрова на западе равнины достигала 55–56° с. ш., с продвижением на восток она приобретала субмеридиональное положение (ок. 44° в. д., район Мезенской губы). На Западно-Сибирской равнине ермаковское оледенение распространялось до 65° с. ш., а сартанское было представлено в виде отдельных массивов на Полярном Урале, в [Бырранга горах](#), на плато [Путорана](#) и [Анабарском плато](#). В северо-восточной части России, где в течение всего плейстоцена формировались лишь горно-долинные и каровые ледники (ольховское оледенение в раннем неоплейстоцене, зуйковское и оссорское в среднем неоплейстоцене), в позднем неоплейстоцене размеры ледников начальной поры (зырянская эпоха) превышали размеры ледников поздней (сартанской) эпохи.

Динамика оледенений. Каждая последующая ледниковая эпоха, как правило, характеризовалась более холодным климатом, чем предшествующая. На территориях, где границы максимального распространения ледниковых покровов определены, можно отметить уменьшение площади оледенений от более древних к молодым. Например, на Восточно-Европейской равнине ранне-неоплейстоценовое донское оледенение имело большие размеры по сравнению со средне-неоплейстоценовым днепровским, несмотря на то, что их южные границы располагались почти на одной широте. Протяжённость донского оледенения от южной границы до Уральско-Новоземельского центра ок. 2800 км, днепровского (от южной границы до Восточно-Скандинавского центра) – 2200 км; для поздне-неоплейстоценового поздневалдайского ледникового покрова соответствующая величина не превышала 1600 км. Подобная закономерность характерна и для ледниковых покровов плейстоцена в Сибири. Это обусловлено тем, что с ростом похолодания увеличивались площади морских льдов, уменьшалось испарение с поверхности океана и количество твёрдых атмосферных осадков. Однако есть ряд исключений: на Восточно-Европейской равнине сетунское оледенение занимало меньшую площадь,

чем последующее донское, а печорское – чем последующее днепровское.

В позднем неоплейстоцене наблюдалась пространственная асимметрия ледниковых покровов. В ранневалдайскую эпоху на Восточно-Европейской равнине ледниковый покров имел минимальные размеры, а в Западной Сибири в это время (ермаковская эпоха) размеры оледенения были значительно бóльшими, чем поздние. В поздневалдайскую эпоху на Восточно-Европейской равнине площадь ледникового покрова увеличилась, а в Сибири (сартанская эпоха) сократилась. В начале ледниковой эпохи, когда похолодание не достигло своего максимума, воздушные массы с Атлантического океана легче проникали в Сибирь, обеспечивая твёрдыми осадками области питания ледников. Во 2-й пол. ледниковой эпохи, по мере роста похолодания, Сибирский антициклон (Азиатский антициклон) разрастался и блокировал поступление осадков в восточные районы, а на Восточно-Европейской равнине количество осадков увеличивалось.

Оледенения и рельеф. Ледниковые покровы четвертичного периода в своих краевых частях оставили следы в рельефе в виде хорошо выраженных конечных моренных гряд (например, в районе Верхней Волги), к северу от них расположены области с холмисто-западинным рельефом (например, бассейны рек Ловать и Мста), вблизи центров оледенений (на [Кольском полуострове](#) и др.) отмечается особый тип обработки поверхности суши (огромная масса движущегося льда уничтожила более древние осадочные толщи и отшлифовала поверхность выходов пород кристаллического фундамента). Талые воды ледников стекали по понижениям рельефа, частично используя долины рек. На пониженных участках потоки талых вод отлагали принесённый ледником материал, создавая плоские зандровые равнины (например, [Мещёрская низменность](#)). В ледниковые эпохи значительно снижался уровень Мирового океана, т. к. огромные массы воды образовывали ледниковые щиты и покровы и были на длительное время выведены из влагооборота. Даже при наименьшем по площади поздневалдайском – сартанском оледенении объём материковых льдов составлял 77,5 млн. км³ и уровень океана понижался на 120–130 м. В это время существенно возрастала амплитуда высот между поверхностью суши и уровнем океана; в ледниковые эпохи раннего и среднего неоплейстоцена она могла увеличиваться на 200 м и более. В прибрежных районах (на Тихоокеанском

побережье и др.) активизировались склоновые процессы, образовывались глубокие (несколько десятков метров) эрозионные врезы; переуглублялись речные долины (например, в бассейнах Волги и Днепра). На осушенном шельфе Северного Ледовитого океана речные долины Лены и Колымы продвигались на север на 300–500 км (в современную эпоху их следы просматриваются на дне окраинных морей).

Литература

Лит.: Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. М.; Л., 1939; Марков К. К., Величко А. А. Четвертичный период. М., 1967. Т. 3; Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосиб., 1971; Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М., 1974.