

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ ЮГО-ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Значительную актуальность исследований по стратиграфии и корреляции континентальных отложений фанерозоя определяют биостратиграфические данные, которые широко используются при геологосъемочных работах. Ископаемая фауна и флора успешно используются для стратиграфического расчленения и корреляции аллювиальных, озерных, дельтовых и лиманно-морских обложений. Перемещение во времени и в пространстве речных биотопов, приустьевых участков рек приводило к миграции фауны, вымиранию и появлению новых видов. На составе фауны и флоры сказывались и изменения климата. В связи с этим вопросы изучения колебания климата в неоген-антропогене всегда являются актуальными при палеогеографических реконструкциях.

Целью наших исследований являются изменения климата в неогене и антропогене Юго-Запада Восточно-Европейской платформы на основании изучения ископаемой фауны и флоры.

Развитие органического мира определяется многими факторами, среди которых выделяется климат. Его изменения в геологической истории планеты влияли на развитие пресноводной фауны Земли. Вполне естественно, что различные группы животных неодинаково реагируют на климатические изменения. Это, в первую очередь, относится к наземным и водным животным. Водная среда смягчает резкость влияния колебаний климата, поэтому не следует ожидать идеального совпадения в развитии наземных и водных групп животных. Однако совершенно определенно можно говорить об относительной синхронности в развитии наземных и водных фаун, флор, если они подвергались влиянию изменений климата прямо или опосредованно через эволюцию экосистем.

В кайнозой отмечается понижение температуры воздуха, аридизация и похолодание. Началось оно примерно 47 млн. лет назад. При этом чередовались интервалы с теплым и прохладным климатом. В северном бассейне снижение температуры поверхностных вод в конце эоцена – олигоцене составило от 12 до 14 °С [1, 2]. Прямо или косвенно исследователи связывают это с оледенением Антарктиды, особенно с двумя пиками: на рубеже олигоцена – миоцена и в раннем миоцене. Второму пику предшествовало завершение образования Антарктического циркумполярного течения. Оба названные пика оледенения коррелируются [1, 2] с хатт-аквитанской регрессией. О достаточно прохладном климате в позднем олигоцене свидетельствуют данные, полученные С.Д. Николаевым по температуре поверхностных вод океана между 50° с.ш. и 50° ю.ш. Для слоя на глубине 300 м она была на 3,5 градуса ниже современной.

Количественные данные по снижению среднегодовой температуры в районе исследованной нами территории отсутствуют. Тем не менее, на основании палинологических данных палеоботаники [3] сделали вывод, что похолодание было небольшим, а от середины раннего миоцена и до конца середины среднего сармата климат был умеренно теплым.

В днепропетровское время среднего сармата произошла регрессия бассейна, полная изоляция Паратетиса, аридизация и похолодание [2]. Этому не вполне соответствуют данные Н.А. Щекиной по югу Украины [4]. Она отмечает уменьшение вечнозеленых теплолюбивых растений, формирование ландшафтов открытого типа, аридизацию и лишь незначительное похолодание, о чем свидетельствует господство хвойных растений в лесах. Более прохладный климат и четкие признаки аридизации в это время отмечаются исследователями по Центральной Европе.

К началу позднего сармата наблюдается расширение лесной зоны к югу и незначительное потепление, но уже к концу сармата лесная зона снова резко сокращается, в ее составе преобладают сосновые ассоциации, резко

сокращается количество родов древесных пород растений. Аридизация, регрессия сарматского бассейна сопровождались существенным похолоданием климата на границе сармата и мэотиса [2], поэтому иногда границу миоцена – плиоцена предлагают проводить на этом рубеже [4].

В раннем мэотисе (багеровское время) отмечено заметное потепление климата, которое привело к формированию на юге смешанных лесов субтропического типа. Наступившее затем похолодание четко коррелируется со второй половиной позднего мэотиса (акманайское время) и сопровождается не только понижением температуры воздуха, но и увеличением влажности. Хвойные леса обедненного состава тогда были широко распространены на территории исследуемого региона.

В раннепонтическое время климат был близок к позднемэотическому, а по данным Н.А. Щекиной [4] – несколько теплее. На юге господствовали маревые степи, на севере – леса смешанного типа. Во второй половине раннепонтического века существенно увеличивается влажность; с этим временем совпадает и пик новороссийской трансгрессии, а также формирование буроугольных прослоев в пределах понтической береговой низменности. Некоторые исследователи считают [5, 6, 7], что во второй половине раннего понта произошло заметное похолодание климата, сопровождавшееся промерзанием рек в зимнее время и выносом льдинами (весной) обломков кристаллических пород в береговую зону моря. Подтверждением этому служат находки валунов кристаллических пород в одесском известняке, известные с начала XX века.

В позднем понте в составе растительности появляются теплолюбивые элементы, что, по мнению Н.А. Щекиной [4], свидетельствует о потеплении климата.

Ранний плиоцен (при границе между миоценом и плиоценом под отложениями занклийской трансгрессии Средиземного моря) характеризовался теплым субтропическим климатом. Доказано, что пик

похолодания приходится на интервал 5,2–5,3 миллионов лет назад, после чего начинается потепление климата и в интервале 4,8– 3,6 миллионов лет назад отмечается плиоценовый термический оптимум [1]. К нему относится формирование ранне- среднекиммерийских отложений, придунайской свиты. Во время первого термического оптимума плиоцена, который сопоставляется со средним киммерием, на большей части исследуемой территории распространялась лесостепь с большей долей субтропических теплолюбивых элементов. Таким образом, между поздним и средним киммерием не было интервала с холодным климатом, который можно было бы скоррелировать с похолоданием климата планеты около 5,3 миллионов лет назад (подчеркнуто нами), зафиксированного по результатам изучения колонок донных осадков океана. С этим интервалом, как известно, связывают глубокий размыв в конце мессиния [8], вызванный падением уровня океана вследствие максимального оледенения в Антарктиде.

В позднем киммерии климат становится прохладным, исчезают субтропические элементы растительности на юге и вымирают теплолюбивые виды в лесной зоне. Вероятнее всего, это связано с глобальным похолоданием 3,2–3,35 миллиона лет назад, когда началось оледенение Гренландии [1]. По всей видимости, и с ним коррелируется похолодание в раннем акчагыле.

Следующее мощное похолодание Претиглий началось, по мнению исследователей, около 2,12–2,5 миллионов лет назад. Именно с ним вероятно коррелируется первое скандинавское оледенение [1]. Имеющиеся материалы по геохронологии, палеомагнетизму дают основание сопоставить с этим похолоданием нижний куяльник Одесского района. Именно с этого времени бореальная пресноводных фауна моллюсков вытесняет субтропическую, южноевропейскую фауну.

Между отмеченными двумя крупными похолоданиями (3,35–3,2 и 2,5–2,12 млн. лет) северного полушария расположен достаточно длительный

интервал (ривер) с теплым климатом (3,0–2,6 миллионов лет), который коррелируется со среднеакчагыльским потеплением.

Наступившее после Претиглия потепление (Тиглий) можно рассматривать (с учетом 1-го скандинавского оледенения) в качестве межледниковья, продолжавшегося по Загвайну, Допперту [9] с 2,1 до 1,6 миллионов лет. А это значит, что оно охватывает позднеакчагыльское потепление и конец раннего куальника Одесского района.

Очень четкий климатический рубеж представляет собой эбуронское похолодание (оледенение) 1,6 – 1,34 миллион лет назад. К его началу приурочена мощная аульская эрозионная фаза. Есть все основания считать, что эбуронское оледенение было максимальным в позднем эоплейстоцене. Сопоставление его с раннеапшеронским похолоданием особых замечаний не вызывает, как и сопоставление ваальского межледниковья (1,34–1,1 млн. лет) со среднеапшеронским потеплением.

Менапское оледенение, определившее кассийскую эрозионную фазу, было непродолжительным (1,0 – 1,1 миллион лет назад), но достаточно мощным, превосходившим по площади все предыдущие материковые оледенения. Палеомагнитные данные позволяют сопоставить с ним похолодание в конце среднего апшерона, приведшее к вымиранию теплолюбивой фауны. Около 0,9 миллионов лет назад наблюдается материковое оледенение, которое по палеомагнитным данным и ТЛ датировкам, с долей условности, можно сопоставить с эрозионным размывом в основании верхнего апшерона. В течение всего плейстоцена (с 1,8 млн. лет до голоцена по международной шкале) наблюдается чередование межледниковий и оледенений. Межледниковья эоплейстоцена и раннего неоплейстоцена были более длительными по сравнению со средним и поздним неоплейстоценом. На этом отрезке резко выделяется великое (миндель–рисское, лихвинское) межледниковье. Оно не было непрерывным и разделялось ощутимым похолоданием, которое многие исследователи

рассматривают как оледенение, т. е., выделяемое ранее большое межледниковье, состояло из двух межледниковий, разделенных похолоданием (оледенением). При этом, в раннем межледниковье климат был более теплым, хотя по палеоботаническим материалам они весьма сходны; правда, в раннем в реках Украины (вплоть до лесостепной зоны) обитал такой теплолюбивый моллюск как *Corbicula fluminalis* Müll.

Не менее контрастным было и последнее межледниковье – микулинское. В последнее время к нему относится лишь его максимально теплый - земский интервал.

Анализируя формирование фауны четвертичных пресноводных моллюсков, мы можем утверждать, что максимальное изменение зоогеографического состава она испытала во время окского и днепровского оледенения, а для Причерноморья – и донского оледенения. Резкие климатические изменения в течение среднего– позднего неоплейстоцена не приводили, ввиду их кратковременности, к эволюционным изменениям на видовом и даже подвидовом уровнях. В течение этого времени происходили лишь неоднократные смещения ареалов теплолюбивых и холодостойких видов моллюсков.

Список литературы:

- 1.Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. – Ленинград: Гидрометиздат, 1990. – 219 с.
- 2.Климаты Земли в геологическом прошлом (под ред. А.А. Величко и А.Л. Чепалыги). – М: Наука, 1987. – 229 с.
- 3.Сябряй С.В., Щекина Н.А. История развития растительного покрова Украины в миоцене. – Киев: Наукова думка, 1983. –172 с.
- 4.Щекина Н.А. История флоры и растительности юга Европейской части СССР в позднем миоцене – раннем плиоцене. – К.: Наук. думка, 1979. – 198 с.
- 5.Андрусов Н.И. Верхний плиоцен Черноморского бассейна / Геология СССР. – М.: Изд-во Геол. ком., 1929. – Отдел II. – Т. 4. – Часть 2. - Вып. 3. – С. 1 – 30.
- 6.Андрусов Н.И. Керченский известняк и его фауна // Зап. С-Пб. мин. об – ва. Сер. 2. –

1890. – Ч. 26. – С. 193 – 345

7.Соколов Н.А. Гидрогеологические исследования в Херсонской губернии // Тр. Геол. Ком. – 1896. – Т. 14. - № 2. – 148 с.

8.Juan I. Danobietia, Bolen Alonso and Andres Moldonado. Geological framework of the Evro continental margin and surrocing areas // Marine Geology. – 1990. – Т. 95. - № 3 /4. – P. 265 – 287.

9.Zagwiyn W.H., Doppert Chr.I.W. Upper cenozoic of the Southern Northern North See basin: paleoclimatic and paleogeographic evolution // Geologie en Mûnbouw. – 1978. – Bd. 57(4). – P. 577 – 588.

