

## НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЛАУКОНИТООБРАЗОВАНИЯ (на примере осадочных отложений Воронежской антеклизы)

В статье приводятся данные по распространению глауконитовых сферолитов и их минеральном составе в отложениях Воронежской антеклизы. Дается оригинальная трактовка способа их образования.

Глаукониты на территории Воронежской антеклизы встречаются в отложениях всех стратиграфических подразделений осадочного чехла: от девонских до неогеновых включительно. Содержание их в породах различное: от единичных зерен до 60%, в среднем составляя около 10%. По большей части они наблюдаются в виде округлых зерен (шаровидных, почковидных, гроздевидных и т.п.), с трещинами синерезиса и без них, в одних случаях с гладкой отполированной поверхностью, в других – матовой, шероховатой. Но нередки и зерна обломочной формы в различной степени округленные. Цвет их включает все оттенки зеленого, варьируя от бледно-зеленого, почти белого, до темно-зеленого, практически черного. Нередки желто-зеленые, иногда зеленовато-синие и практически синие цвета. При этом нельзя сказать, что зернам отдельной пробы или фракции присущ определенный цвет, практически почти в каждом индивидуальном образце наблюдаются различные цветовые оттенки. Размер зерен глауконита очень различен – от 0,01 мм и менее, до 0,5 мм. Тем не менее, нельзя однозначно утверждать, что более крупные зерна встречаются чаще. В какой то мере их размерность контролируется гранулометрическим составом вмещающих пород. В алевритах большая часть зерен глауконита наблюдается во фракции менее 0,1 мм, в мелкозернистых песках – во фракции от 0,1 до 0,25 мм, хотя бывают и отклонения в ту или другую стороны.

Сведения по минеральному составу глауконитов из отложений рассматриваемого региона отрывочны и скудны [10] и целью этой работы является попытка рассмотреть, пока что в общих чертах, эту проблему.

Серия образцов была отобрана из разновозрастных отложений, от девонских до неогеновых. Пробы глауконита для исследований рентгеновским и электронномикроскопическим методами отбирались электромагнитным сепарированием на аппарате СИМ-1 из трех фракций: меньше 0,1; 0,1-0,25 мм и больше 0,25 мм.

Для рентгеновского анализа готовились ориентированные препараты, исходя из того, что линии  $hk$  всех глинистых силикатов, строго говоря, совпадают, и их идентификация может быть произведена только по отражениям от базальных плоскостей [9]. Для того чтобы увидеть внутреннее строение зерен глауконита, они раскалывались и фиксировались эпоксидной смолой на подложках для исследований электронномикроскопическими методами.

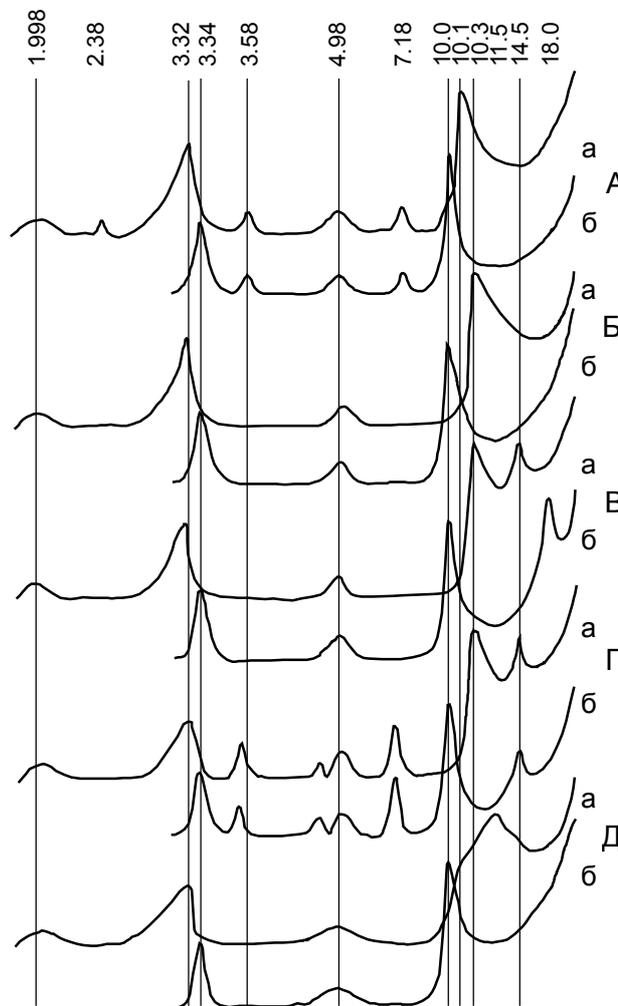


Рис. 1. Дифрактограммы глауконитов (значения рефлексов указаны в Å): а - образец воздушно-сухой, б - насыщен глицерином.

По данным рентгеновского анализа все исследованные нами глаукониты по минеральному составу можно разделить на три группы: 1 – чисто слюдяные, 2 – слюдяные с различным количеством монтмориллонита, 3 – слюдяные с хлоритом. Иногда во всех группах наблюдается каолинит, определяемый по рефлексам 7,16; 3,57; 2,38 Å (рис. 1а). В отложениях приближенным к береговой линии состав зерен чисто слюдяный, в более глубоководных появляется монтмориллонит и чем дальше от берега, тем его больше. Хлорит в глауконитах наблюдается только в отложениях древнее аптских. По нашим наблюдениям, в глинистой части пород, хлорит в отложениях Воронежской антеклизы, моложе неокомских, практически не встречается. Видимо в

нижнем мелу, на границе неокома и апта проходит некая граница, связанная с какими-то, пока не совсем еще ясными, факторами, запрещающими образование этого минерала.

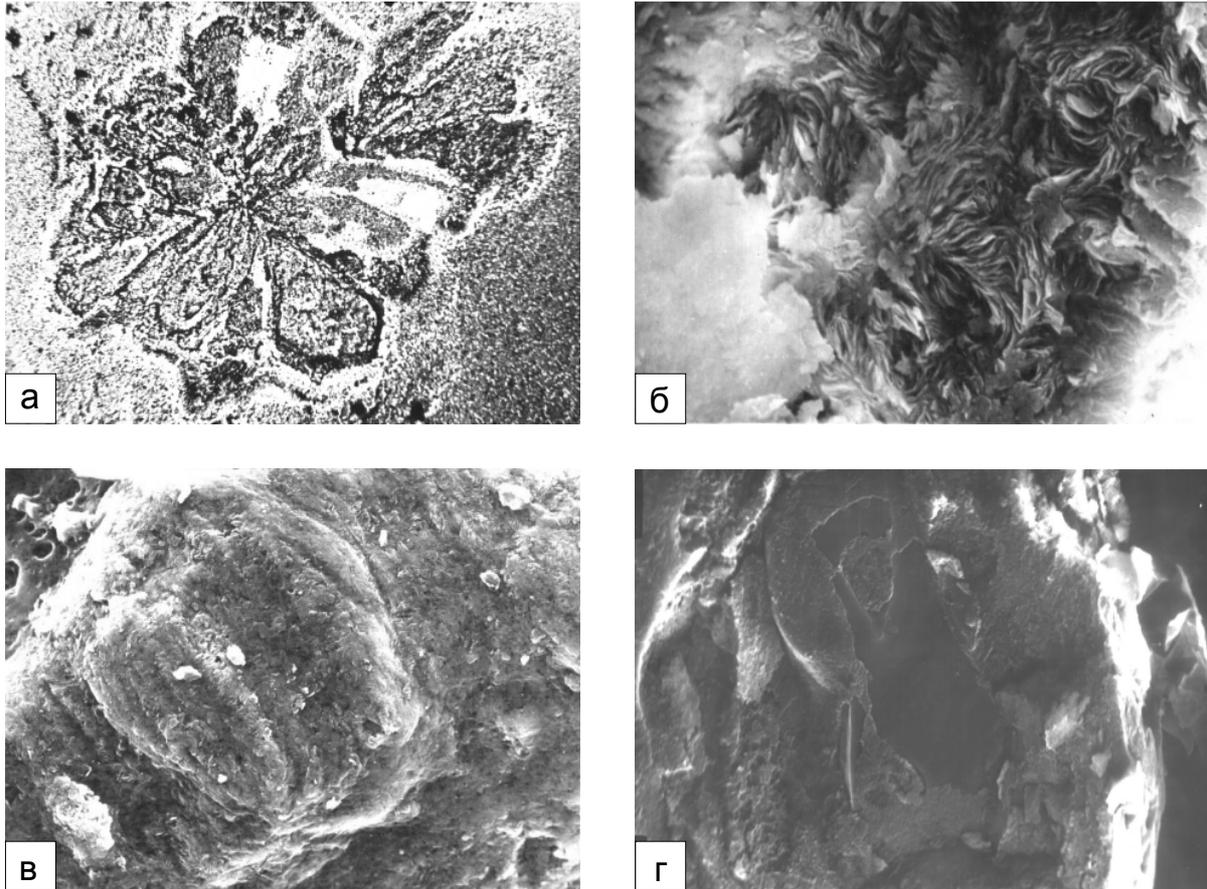
Монтмориллонит определяется по смещению значений рефлексов равных 14,2-15,2 Å в сухом образце, до 18,2 Å при насыщении препарата глицерином (рис.1в). Хлорит – по отражениям 14,2; 7,1; 4,76; 3,54 Å не изменяющих своих значений после обработки образца глицерином (рис.1г). Что касается слюдястого минерала, то на нем стоит остановиться особо. На всех дифрактограммах, снятых с воздушно-сухих препаратов, первые рефлексы этого минерала самые интенсивные со значениями от 10,1 до 11,5 Å (см. рис.1). При этом они, как правило, широкие и имеют в разной степени асимметричную форму с выположенностью в сторону малых углов. Третий рефлекс – в три-четыре раза меньшей интенсивности, чем первый со значениями 3,30-3,33 Å, так же расширен и асимметричен и выположен уже в сторону больших углов. Такая форма рефлексов, по мнению Д.Д.Котельникова и А.И.Конюхова [6], определяется очень малыми размерами частиц. И это обстоятельство следует подчеркнуть особо. Второй и пятый рефлексы, имеющие значения 4,97-5,0 Å и 1,99-1,998 Å соответственно, широкие и, в общем, симметричные. В литературе [2] имеются сведения о возрастании ширины рефлексов в зависимости от увеличении дисперсности частиц. При насыщении образца глицерином форма и значения первого и третьего рефлексов изменяются. Они, во-первых, несколько сужаются и становятся более симметричными, а во-вторых, значения первого отражения – уменьшаются до 9,9-10,0 Å, а третьего – увеличиваются до 3,34-3,35 Å. Понимание этого явления, основанное с общепринятой точки зрения, на наличии в структуре слюды разбухающих пакетов не совсем корректно. Во-первых, эти пакеты при насыщении глицерином должны были бы дать самостоятельные рефлексы, чего не наблюдается. А во-вторых, рефлексы на дифрактограммах есть ни что иное, как опосредованное проявление дифракции рентгеновского излучения от групп атомов, слагающих индивидуальные минеральные образования. Следовательно, каждое смешанно-слоистое образование есть ни что иное, как отдельный минерал, отдельное вещество, которое просто обязано иметь собственные рефлексы на дифрактограммах, как при съемке, сухого образца, так и насыщенного глицерином. А здесь воздействие глицерина так изменяет эти минералы, что они практически мгновенно превращаются в другое индивидуальное вещество – слюду.

Практически в каждой работе по глинистым минералам есть упоминание о смешанно-слоистых образованиях, но очень мало сведений о размерах их частиц. Но подспудно подразумевается, что они очень малы. И вот в размерах частиц глинистых минералов, видимо и кроется разгадка таких явлений, как смешанно-слоистые минералы и структурная

неупорядоченность других глинистых минералов. Что бы понять физическую сущность всего этого, обратимся к такому понятию, как приповерхностный слой [1]. У любого твердого тела атомы на поверхности, в отличие от внутренних слоев, не уравновешены другими атомами. А это значит, что проявление физических воздействий, в том числе и рентгеновская дифракция от этого слоя, будет несколько отличаться от таковой внутренних слоев твердого тела. Для достаточно крупных объектов роль этого слоя исчезающе мала. Другое дело микроскопические частицы. Нетрудно подсчитать, учитывая ширину приповерхностного слоя равной 10 Å, что объем этого слоя к объему внутренних, уравновешенных частей у слоистой частицы размером один микрон составит около половины процента, а у частицы размером 0,1 микрона – уже около 4%. При еще меньших размерах объем неуравновешенного слоя может достигнуть 40 и более процентов. Понятно, что при этом дифракционная картина от таких частиц будет тем больше отличаться от «нормального» минерала, чем меньше размеры этих частиц. Отсюда расширение рефлексов и их асимметрия, отсутствие некоторых отражений, появление на малых углах рефлексов, трактуемых как смешанно-слоистые образования. При насыщении образца глицерином, его молекулы, адсорбируясь на поверхности частиц, уравновешивают атомы приповерхностного слоя, тем самым уменьшая его объем по отношению к внутренней, уравновешенной части. В результате рефлексы становятся симметричными, а их значения приближаются к таковым «нормального» минерала, в данном случае к слюде.

На электронномикроскопических снимках очень четко проявляется радиально-лучистое строение зерен глауконита с одним или несколькими центрами, из которых как бы вырастают пластинки слюды (рис.2а,б). Наблюдаемое иногда концентрическое строение при больших увеличениях все равно проявляет радиальную структуру расположения отдельных пластинок (рис.2в). То есть, по своей сути зерна глауконита являются сферолитами. Внутренняя структура их неоднородна, наряду с мелкими пластинками наблюдаются и крупные. Иногда внутри сферолитов видны включения явно другой минеральной фазы, морфологически резко отличающейся от остальных пластинчатой формы частиц. Поверхность этих включений неровная, с «изъеденными» краями, по виду явно подвергавшаяся процессам растворения (рис.2г).

Считается общепризнанным [2], что глауконит образуется путем раскристаллизации кремнево-железистого геля при диагенетическом изменении морского осадка. На мысль о коллоидном образовании наводит сама форма глауконитовых сферолитов, часто глобулярная, колломорфная, натечная. В пользу этого способа, как будто бы говорит и заполнение глауконитом разных трещин в породах, ходов илоедов, капиллярных каналов в спикулах губок и т.п. Вместе с тем происхождение гелевого



**Рис. 2.** Электронномикроскопические снимки глауконита: а) реплика, увеличение X 5000; б) увеличение X 4000; в) увеличение X 10000; г) увеличение X 1500.

вещества остается неясным, отсутствует и надежная модель глауконитообразования. Трудно представить себе, чтобы гелеобразная масса (это не жидкость, но и не твердое вещество) могла находиться внутри осадка десятки тысяч лет, сжатая другими твердыми и гелевыми частицами и совершенно не изменить округлую форму. По идее все зерна глауконита должны были бы иметь уплощенную форму. Для раскристаллизации гелевого вещества необходима затравка, по составу и структуре близкая к таковым новообразующегося минерала. Не совсем понятно, как в каждое из многих миллиардов зерен попадала такая затравка, в одних случаях слюдистого, в других – слюдисто-монтмориллонитового или слюдисто-хлоритового составов. И откуда там появляется каолинит. Если же допустить, что затравки каким то образом и попадали в гелевые сгустки, то зерно глауконита должно было бы состоять из одной пластины глинистого минерала смотанной в клубок, так как рост слоистых минералов должен осуществляться по двум направлениям. А мы на электронномикроскопических снимках наблюдаем радиальное расположение многих тысяч частиц.

Логичнее предположить, что образование глауконита связано с другими процессами, отличными от раскристаллизации гелей. Некоторые исследователи [7] считают, что образование этого минерала происходит путем роста кристаллов из истинных растворов. С.А.Коваль [5] допускает час-

тичное его образование путем метасоматического замещения глинистых комочков. Дж.С.Один и А.Меттер [12] также придерживаются взгляда на метасоматическое преобразование копролитов, а также зерен минералов и обломков горных пород.

На эту же мысль наводит и информация полученная при изучении электронномикроскопических снимков. Радиальное расположение пластинок слоистых минералов, замыкающихся или в каком то центре (центрах) или на поверхности включений, говорит о метасоматическом замещении (преобразовании) твердого вещества путем растворения различных силикатных минеральных фаз, неустойчивых в среде морского осадка, с одновременным нарастанием на поверхности растворяющихся зерен пакетов слоистых силикатов. То есть, наблюдается деструкционно-эпитаксиальное преобразование твердых тел – депитизация, механизм которой рассмотрен в работах В.Б.Алесковского [1]. Одним из видов этого преобразования является взаимодействие растворов металлов с поликремниевой кислотой, которая в природных процессах образуется при обводнении зерен кварца и других силикатов.

В начале на поверхности растворяющихся зерен, покрытыми группами Si-OH адсорбируются ионы металла с образованием поликремниевой соли. Одновременно с этим часть кремнезема растворяется и со временем в растворе накапливается растворенная поликремниевая кислота. Затем при наличии

достаточного количества металла-осадителя образуются молекулы силиката этого металла, которые осаждаются на поверхности поликремниевой соли. При этом концентрация силиката в растворе снижается, что стимулирует дальнейшую деструкцию вплоть до полного растворения зерна, с образованием нового слоистого силиката, слои которого вырастают от поверхности к центру боковыми гранями.

Привлечение процессов депитизации для интерпретации имеющихся данных, позволяет по иному взглянуть на проблему образования глауконита. В принципе, сферолиты глауконита должны образовываться по любым силикатам, неустойчивым в среде морского осадка. Это могут быть остатки кремнистых организмов, вулканический пепел, каолинит, копролиты, в отдельных случаях зерна кварца и т.п. И при наличии в растворах осадка достаточного количества железа начинается процесс депитизации - процесс роста микроконкреций глауконита. При этом форма сферолитов может быть любой, повторяя очертания растворяющихся зерен.

По данным В.Т.Фролова [11] глаукониты начали встречаться в осадочных породах вместе с появлением илоройных организмов. Этот факт, а также приуроченность глауконитовых минералов к фосфоритам, кремнистым остаткам организмов указывает на прямую связь глауконитообразования с органическим веществом, являющегося своеобразным катализатором и источником энергии при этих процессах. Разлагающаяся органика создает своеобразную сильно реакционную среду, способствующую за относительно короткий срок образованию слюдистой компоненты сферолитов. Хлоритовые и монтмориллонитовые составляющие появляются позже, при захоронении сферолитов в глубине осадка, при условии наличия оставшихся непретворенными частями зерен.

Такая очередность минералообразования в глауконите основывается на выявленной нами определенной закономерности в распределении минеральных ассоциаций в глинистой фракции мезозойских отложений Воронежской антеклизы [3,4]. По направлению от береговой линии вглубь морского бассейна устанавливается следующая очередность смены минеральных ассоциаций: чисто каолинитовая, гидрослюдисто-каолинитовая, каолинит-гидрослюдисто-хлоритовая, каолинит-гидрослюдисто-хлорит-монтмориллонитовая, гидрослюдисто-монтмориллонитовая, гидрослюдисто-цеолит-монтмориллонитовая. Ассоциации с хлоритом в отложениях моложе неокомских не встречаются. Отсюда напрашивается вывод, что все эти минералы, входящие в ассоциации, сформировались за счет каолинита и образуют следующий ряд в порядке своего образования: гидрослюда, хлорит, монтмориллонит, цеолиты. Было бы нелепо считать, что эти минералы, особенно гидрослюда, полностью новообразованные. Но все же аутигенное минералообразование на данной территории имело подавляющее преобладание над терригенными процессами. Различ-

ный состав глауконитовых сферолитов является отражением этого закономерного ряда. В начале, в любом случае, образуется слюда, затем хлорит и монтмориллонит, или монтмориллонит. Иногда процесс преобразования первичного материала не доходит до конца и тогда на электронномикроскопических снимках наблюдаются не характерные для слоистых минералов включения, на дифрактограммах фиксируются рефлексы каолинита. Овальная, сглаженная с поверхности форма большинства сферолитов указывает на их образование из измененных процессами депитизации копролитов. А трещины синерезиса, которые трактуются, как доказательство раскристаллизации коллоидной массы, были присущи первичным фекальным комочкам.

Необходимо отметить и некоторое различие глауконитовых сферолитов в зависимости от их размеров. Особенно это проявляется между фракциями менее и более 0,1 мм. Во фракции меньше 0,1 мм в большинстве случаев зерна более светлой окраски с желтоватым оттенком, они имеют обломочную форму, но без резких граней (хотя среди них попадаются и округло-глобулярные формы) и монтмориллонит-гидрослюдистый состав. Если же состав гидрослюдистый, то рефлексы ассиметричные, широкие, со значениями – 10,4-10,8 Å. Во фракциях больше 0,1 мм – зерна более темной окраски, их форма округло-глобулярная, реже обломочная, а по составу они более слюдистые. Одним словом, чем крупнее зерна, тем, как правило, в них больше слюдистого компонента. При этом меняется и дифракционная картина. Рефлексы становятся более симметричными, а их значения, получаемые от съемки воздушно-сухого образца все более приближаются по своим цифровым показателям к значениям рефлексов от съемки образца насыщенного глицерином. По этому нельзя утверждать, что мелкие зерна являются обломками более крупных.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Алесковский В.Б. Химия твердых веществ. -М., 1978. -225 с.
2. Глинистые минералы как показатели литогенеза. -Новосибирск, 1976. -191 с.
3. Жабин А.В. Минеральный состав глинистой части альбских отложений КМА // Литология и полезные ископаемые Воронежской антеклизы. -Воронеж, 1982. -С.136-139.
4. Жабин А.В. Устиновский В.А. Рентгенографическая характеристика ассоциаций глинистых минералов в отложениях келловейского яруса КМА // Тез. докл. IX. Всесоюз. совещ. по рентгенографии минерального сырья. -Казань, 1983. -С.165-166.
5. Коваль С.А. Результаты литологического исследования нижневолжских и неокомских отложений территории КМА // Тр. третьего совещ. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. -Воронеж, 1966. -С.203-208.
6. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. -М., 1986. -247с.
7. Милло Ж. Геология глин. -Л., 1968. -359 с.

8. Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. -Новосибирск, 1977. -321с.
9. Рентгеновские метода изучения и структура глинистых минералов. -М., 1965. -599 с.
10. Савко А.Д. Глинистые породы верхнего протерозоя и фанерозоя Воронежской антеклизы. -Воронеж, 1988. -192с.
11. Фролов В.Т. Литология. Т.1. -М., 1992. -336с.
12. Odin G.S., Matter O. De glauconiarum origine // Sedimentology. -1981. -V.28. -P.611-641.

УДК 561.26:551.791(470)

Анциферова Г.А.

## ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ДИАТОМОВЫЕ ФЛОРЫ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЦЕНТРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Рассмотрен систематический состав и особенности диатомовых флор, развивающихся в суровых перигляциальных, холодных и умеренно-теплых климатических условиях поздне- и раннеледниковый, ранне- и позднемезледниковый. Примером явились флоры из известных разрезов озерных осадков, прошедших полный цикл лимногенеза, таких как Польное Лапино, Тамбов Тамбовской области, Бибирево Ивановской области и Храброво Московской области. Интерстадиальные флоры изучены в разрезах Храброво, Хотень Калужской области и Чёлсма-22 Костромской области. В разрезе Тамбов полученные по перигляциальным флорам материалы позволяют дать новый возможный вариант интерпретации разреза. Накопление осадков происходило в условиях глазовского и конаховского климатических оптимумов и разделяющего их подруднянского похолодания.

Цель данной работы — показать особенности перигляциальных диатомовых флор из разрезов разновозрастных плейстоценовых отложений в пределах ледниковых областей центра Восточно-Европейской равнины.

Основой исследования являются материалы по разрезам озерно-ледниковых, озерных и озерно-болотных осадков. Полная или фрагментарная история осадконакопления отражает этапы чередования палеогеографических обстановок ледниковый и межледниковый. Наиболее детально изученными являются разрезы озерных осадков раннего и позднего плейстоцена вне границ предшествовавших донского и московского (днепровского) оледенений. В качестве примера рассмотрим флору известных разрезов раннего плейстоцена Польное Лапино, Тамбов Тамбовская область и Бибирево Ивановская область; верхнего плейстоцена — разрез Храброво Московская область. Интерстадиальная флора изучена в разрезах Храброво, Хотень Калужская область и Чёлсма-22 Костромская область.

### Разрез Польное Лапино

Скважина 105 расположена на левом берегу р. Польной Воронеж в 0,5 км от д. Польное Лапино Тамбовской области. Описание разреза и образцы Г.А.Анциферовой и Г.В.Холмового.

В основании разреза на глубине 35,2-40,7 м выделяется слой алевритов темно-серых с зеленоватым оттенком, неясно слоистых, участками карбонатных, слюдяных. В подошве слоя, залегающего на юрских глинах, наблюдается редкая галька кремня, фосфорита, кварца, валуны кристаллических пород до 10 см в поперечнике.

Толща вышележащих межледниковых озерных осадков на глубине 16,7-35,2 м представлена глинами, диатомитами и мергелями. На глубине 9,7-16,7 м - чередованием алевритов и глин. Выше вскрываются предположительно аллювиальные от-

ложения. Это переслаивание песков, глин, алеврита на глубине 3,3-9,7 м, перекрытое покровными суглинками (1,5-3,3 м) и почвенно-растительным слоем.

Диатомовая флора изучена в позднеледниковых алевритах на глубине 36,6-40,7 м. Количество створок на 1 г сухого осадка не более тысячи, максимальное значение 1808 отмечается на глубине 39 м. Иногда в пробах наблюдаются лишь единичные створки диатомей [14, рис. 43].

Гидрологический режим этого времени был нестабильным и характеризует водоем как средне-глубокий, с обширной акваторией, олиготрофный. При повышении уровня воды содержание планктонных видов диатомей увеличивалось до 66,2%. С понижением уровня повышалась роль видов обрастателей — до 67,2-77,4%. Донные диатомей, свидетельствующие о прозрачности водной среды, присутствуют в небольшом количестве, составляя от 3,3 до 19,6%.

На мелководье процветали обрастатели, в основном виды рода *Fragilaria* Lyngb.: преобладают *F. brevistriata* Grun. var. *brevistriata* с разновидностями, которым сопутствуют *F. construens* (Ehr.) Grun. с разновидностями, *Opephora martyi* Herib. var. *martyi*. На открытом водном пространстве, в хорошо прогреваемых поверхностных слоях, развивалась планктонная флора родов *Aulacoseira* Thw.: *A. granulata* (Ehr.) Sim. (максимум до 46,4%), *A. italica* (Ehr.) Sim. (до 9%). Спорадически встречаются виды родов *Stephanodiscus* Ehr. и *Cyclotella* (Kütz.) Bréb. Это *Stephanodiscus rotula* (Kütz.) Hendei, *S. rotula* var. *paucus* Khurs. \*, *S. peculiaris* Khurs. \*\* с оценками от единично - 1,4% до 10%, *Cyclotella cyclopuncta* Håkansson et Carter, *C. krammeri* Håkansson, *C. compta* (Ehr.) Kütz. var. *compta*, *C. distinguenda* Hust. с оцен-

\* формы, вымершие в раннем плейстоцене.

\*\* формы, вымершие в среднем и позднем плейстоцене.