ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ

В. П. СЕМЕНОВ

ВГУ

О ГРАНИЦЕ ВЕРХНЕГО МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА НА ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

На территории Воронежской антеклизы долгое время выделяли переходный ярус между верхним мелом и палеогеном. За последнее время в геологической литературе, фондовых работах и объяснительных записках к геологическим картам появились указания о возможном наличии на данной территории датских или монто-датских отложений.

К датскому ярусу А. А. Дубянский, Р. Г. Горецкий и А. Л. Яншин считали возможным относить «хоперский горизонт» бассейна р. Хопра и его аналоги в бассейнах рек Псел и Десна. Дубянский причислял к нему же горизонт сланцеватых глин, выстилающих неровную поверхность верхнемеловых отложений, и фосфоритово-галечниковый горизонт, залегающий в основании палеогена. М. Н. Клюшников, следуя Н. Т. Зонову и И. Чернецкому, нижнюю пачку опок, залегающих на писчем мелу в бассейнах рек Псел и Десна, относил к датскому ярусу.

В связи с тем, что положение датского яруса в общей шкале палеогеновых и меловых отложений является спорным, при выделении его аналогов на рассматриваемой территории невольно встает вопрос о границе палеогена и верхнего мела для этой области.

Приведенные обстоятельства обязывают более подробно остановиться на результатах исследований пограничных слоев и границы верхнего мела и палеогена на данной территории. Решение этого вопроса связано с выяснением стратиграфического положения и возраста «хоперского горизонта», монто-датских или датских слоев бассейнов рек Псел и Десна и галечников подошвы палеогена.

О стратиграфическом положении и возрасте «хоперского горизонта»

На территории Воронежской антеклизы между заведомо морскими верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями располагается комплекс пород, который в 1930 г. в бассейне р. Хопра был выделен Н. Х. Платоновым в самостоятельный стратиграфический горизонт под названием «хоперского». Несколько позднее Н. Т. Зонов (1939) нашел аналоги этого горизонта в бассейнах рек Псел, Сейм и Десна. В стратиграфическом словаре (1956) «хоперский горизонт» принят в качестве самостоятельной стратиграфической единицы в объеме, который ему придавал Платонов.

Возраст «хоперского горизонта» определяется от коньякского яруса верхнего мела до каневской свиты нижнего эоцена включительно. В настоящее время существуют две точки зрения — В. И. Курлаева и Н. Х. Платонова, которые возраст «хоперского горизонта» ограничивают пределами нижнего сантона, и Н. Т. Зонова, А. А. Дубянского, А. Л. Яншина, которые приурочивают его к датскому ярусу.

О генезисе рассматриваемого горизонта также высказывалось два прямо противоположных мнения. Одни геологи считали его континентально-метасоматическим, другие — осадочно-морским образованием. Последняя точка зрения в настоящее время разделяется

большинством исследователей. Сторонники метасоматического генезиса «хоперского горизонта» отмечали тесную связь его пород с подстилающими верхнемеловыми отложениями. Сторонники осадочно-морского происхождения его обосновали свою точку зрения наличием в подошве «хоперского горизонта» галечников или грубого песчаного материала, его трансгрессивным залеганием и нахождением в нем фауны, отличной от подстилающих пород.

Весьма важным в выяснении возраста и генезиса «хоперского горизонта» является решение вопроса о взаимоотношении его с подстилающими и перекрывающими отложениями.

Первые указания о породах, впоследствии отнесенных к «хоперскому горизонту», имеются в трудах Н. Д. Борисяка, П. П. Пятницкого, А. Державина, И. Кобецкого, П. Н. Чирвинского. Несколько позже они были описаны в работах А. А. Дубянского, М. М. Васильевского, А. В. Павлова, Б. К. Лихарева, Г. С. Буренина и Г. Ф. Мирчинка, В. В. Богачева, Д. И. Покровского, А. И. Бузика, С. Д. Архангельского, Ф. Ф. Голынца.

Н. Д. Борисяк (1867) впервые описал у г. Курска под третичной почвой лепные глины и трепеловидные рухляки, залегающие без перерыва на писчем мелу, и относил их к верхнему ярусу меловой почвы.

П. П. Пятницкий (1889) отмечал, что в бассейне р. Псела (села Мирополье, Раково, Битица) верхние слои писчего мела постепенно темнеют и переходят вверх в сланцеватые железисто-фосфатные глины, которые у с. Битицы содержат те же окаменелости, что и нижележащий писчий мел. Эти глины и перекрывающие их глауконитовые глинистые пески с фосфоритами он относил к переходному ярусу от верхнего мела к палеогену. Фосфориты, залегающие в подошве песков, он считал конкреционными (внутриформационными).

А. Державин (1901) в бассейне верхнего течения р. Сейма (р. Тим) отмечал налегание на мел сланцеватой глины, которую он рассматривал как выщелоченный меловой мергель.

Более определенно о генезисе и возрасте пород «хоперского горизонта», развитых в бассейне р. Ивни Курской губернии, высказался И. Кобецкий (1901). Для указанного района он выделял пластовые чистые железные руды (бурый железняк), подчиненные сланцеватым глинам общей мощностью от 0,3 до 2 *м*, которые постепенно переходят в меловые мергели, и относил их к верхнему мелу. Кобецкий считал, что эти руды произошли гидрохимическим путем от разложения верхнемеловых пород.

П. Н. Чирвинский (1906) впервые указал на наличие в окрестностях г. Рыльска белого пластового фосфорита, залегающего плиткой на поверхности мела, и считал его продуктом неполной «метаморфизации» мела в фосфорит.

А. А. Дубянский (1907) на Доно-Хоперском междуречье в бассейне р. Подгорной у с. Старая Меловая и в Богучарском уезде (правый берег Дона) между писчим мелом и конгломератом палеогена обнаружил пласт зеленой жирной пластичной сланцеватой глины мощностью до 1 м, которую более поздние исследователи относили к «хоперскому горизонту».

М. М. Васильевский (1910, 1913) описал кремнисто-железистые сланцеватые глины с линзами и прослоями бурых железняков (мощностью до 1,5—2 *м*), залегающие у сел Быково, Становое, Лесное Уколово (Коротоякский уезд) ниже конгломерата подошвы палеогена, постепенно переходящие в мергели и мел сенонского возраста. Эти породы он относил к верхнему мелу и образование их связывал с окремнением верхней части меловых мергелей.

А. В. Павлов (1911—1914) впервые указал для бассейна среднего течения р. Хопра на некоторую оруденелость (наличие бурых железистых руд) на границе туронского и сантонского ярусов и высказал предположение об их метасоматическом генезисе.

В. В. Богачев (1913), С. Д. Архангельский (1927) в бассейне среднего течения Дона, а Б. К. Лихарев в бассейнах рек Сев. Донец и Богучарка указывали на широкое развитие темно-серых сланцеватых глин, выстилающих неровную волнистую поверхность верхнемеловых пород, залегающих под третичными отложениями. Лихарев (1916, 1917, 1928) считал эти глины продуктом перемыва поверхностных толщ выветрелого мела водами наступающего палеогенового моря и относил их к палеогену.

В 1914 г. Г. Буренин и Г. Ф. Мирчинк в бассейне р. Десны и Мирчинк (1933) в бассейне р. Сейма описали такого же типа глины, которые, по их данным, постепенно переходят в мергели и перекрываются фосфоритовым галечником подошвы палеогеновых отложений.

Д. И. Покровский (1929), Ф. Ф. Голынец (1930), А. И. Бузик (1927) указывали, что в бассейне р. Хопра железные руды и сопровождающий их комплекс пород залегают на контакте палеогеновых отложений с сеноманским и туронским ярусами, а также на границе турона и сенона. Они считали их, как и А. В. Павлов, континентально-матасоматическими образованиями.

Таким образом, еще до работ Н. Х. Платонова и Н. Т. Зонова на обширной территории от бассейна Десны до бассейна Хопра были широко известны породы, которые впоследствии

указанными авторами были выделены в «хоперский горизонт». Большинство исследователей относили их к верхнемеловым отложениям. Генезис бурых железняков, пластовых фосфоритов и кремнисто-глинистых пород они связывали с выщелачиванием карбонатных (мел, мергели) пород верхнего мела или изменением последних в результате гидрохимических или континентально-метасоматических процессов. Никто из них не высказывался о возможности выделения их в качестве самостоятельного стратиграфического горизонта. Причем уже в то время было известно, что эти породы развиты на разных стратиграфических уровнях верхнемеловой толщи от туронского и сантонского ярусов в бассейне р. Хопра, сантонского и кампанского — в бассейне Дона и Оскола, кампанского и маастрихтского ярусов — в бассейнах рек Ворскла, Псел, Сейм и Десна. Никто из перечисленных исследователей, кроме Б. К. Лихарева, не указывал на трансгрессивное залегание этих пород на различных горизонтах верхнего мела или наличие в их подошве песков или галечников, свидетельствующих о перерыве между ними и верхнемеловыми отложениями. Почти все исследователи отмечали тесную связь этих пород с подстилающими верхнемеловыми (мергель, мел) отложениями и наличие в них той же фауны, которая встречалась в нижележащих породах верхнего мела, что вполне согласуется, как мы покажем ниже, с нашими данными.

Взгляды Н. Х. Платонова и Н. Т. Зонова на строение, возраст и генезис «хоперского горизонта»

В 1928 г. Платонов отождествлял «хоперский горизонт» только с рудным горизонтом бурых железняков. Возраст его он определял как коньякский. Зеленовато-серые и бурые глины, сопровождающие поверхность туронского мела и бурых железняков, он считал продуктами глубокой гидрохимической переработки туронского мергеля и частью железных руд, которые относил к осадочно-морским образованиям. В работе 1930 г. Платонов выделял руды, первичные и вторичные. К первичным он причислял руды, залегающие между туронским и сантонским ярусами, к вторичным — руды между туронским ярусом и палеогеном (Маинский участок). Вторичные руды он считал продуктом переотложения руд первичных (хоперских) и относил их к палеоцену. В 1934 г. Платонов отнес «хоперский горизонт» уже к сантонскому ярусу, а в 1940 г. — вообще к сенону (коньякский, сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы). Пачку пород, залегающих между «хоперским горизонтом» и палеогеном, он причислял к маастрихтскому (зона Belemnitella americana) и датскому ярусам. Эволюция взглядов Платонова о возрасте «хоперского горизонта», несомненно, была обусловлена накоплением новых фактов по условиям залегания и распространения этого горизонта. Дело в том, что после обнаружения А. Меленевским (1931) в бассейне р. Хопра (на контакте туронского мела и бурых железняков) белого нежелвакового фосфорита интерес к «хоперскому горизонту» резко повысился. В изучение его включилась целая группа геологов под руководством Зонова, а расшифровкой генезиса занялись крупные литологи и геологи (М. Н. Годлевский, 1932; А. Д. Архангельский, 1933; А. А. Дубянский, 1934—1935; А. В. Пейве, Н. И. Лодяной, 1937, и др.).

В 1932 г. Н. Т. Зонов, изучивший вольские пластовые фосфориты, указывал на их близость к пластовым фосфоритам «хоперского горизонта». М. Н. Годлевский (1932) присоединился к точке зрения Платонова об осадочно-морском происхождении руд «хоперского горизонта», но не соглашался с наличием вторичных руд. А. Д. Архангельский (1933) пришел к выводу, что «хоперский горизонт» залегает трансгрессивно не только на сеноманском, туронском и коньякском ярусах, но и на сантонском ярусе и перекрывается повсеместно палеогеном. В связи с этим возраст «хоперского горизонта» определяется им как верхнесенонский (кампан-маастрихтский) или палеоценовый. По его словам, «какое из этих двух предположений является более правильным, в настоящий момент решать еще нельзя, так как из ископаемых в самом слое встречаются лишь мелкие обломки раковин иноцерамов, которые могут здесь находиться и во вторичном залегании». Железные руды «хоперского горизонта» он разделял на первичные, к которым условно относил охристые глины, пористые бурые железняки (сотовая руда) и тонкие прослоечки бурого железняка среди глинистых пород, и вторичные — «жеодистые» и часть пластинчатых железных руд. «Жеодистые руды», по мнению Архангельского, возникли за счет метасоматического замещения глин и пластов белого фосфорита. Накопление же осадков (первичных руд) «хоперского горизонта» происходило в мелководном морском бассейне (лагунах и лиманах).

Обстоятельная аргументация Архангельским более молодого возраста «хоперского горизонта», очевидно, и послужила причиной пересмотра возраста этого слоя Платоновым в 1940 г. Из анализа работ Архангельского и Платонова вытекает, что они по-разному трак-

товали генезис вторичных руд. Первый связывал его с перераспределением железа внутри пластов (метасоматоз), второй — с перемывом и переотложением первичных руд в морском бассейне.

В 1934 г. Н. Т. Зонов и Ю. А. Петракович подтвердили точку зрения Платонова и Архангельского о трансгрессивном залегании «хоперского горизонта», о наличии резко выраженного перерыва между ним и подстилающими и перекрывающими отложениями и об осадочно-морском генезисе, но в значительной степени разошлись с Платоновым в вопросе о его объеме и возрасте. В «хоперский горизонт» они включали в качестве верхнего его члена опоки и опоковидные глины мощностью до 15 *м*, которые Платонов относил то к сантонскому, то к маастрихтскому или датскому ярусам. Они считали, что «хоперский горизонт» залегает не только на нижнем, но и, возможно, на верхнем сантоне и кампане (Ст. Криуша, хут. Рябовский), а перекрывается повсеместно с размывом палеоценовыми отложениями — аналогами сызранского яруса Поволжья. Принимая во внимание, что «хоперский горизонт» залегает ниже аналогов слоев «Белогродни» и содержит фауну (хут. Нижне-Соинский), сходную с верхнемеловой, Зонов склонился к мнению о его датском возрасте. Кроме того, он отрицал наличие вторичных руд в понимании Платонова. Он считал, что Платонов к вторичным рудам относил те же первичные руды, которые перекрывались не сантонскими, а палеогеновыми отложениями.

В том же 1934 г. А. А. Четыркина и Б. Н. Красильников в Калачеевско-Воробьевском районе отмечали, что в местах, где руды выпадают из разрезов и «хоперский горизонт» представлен только пластичными глинами небольшой мощности или вовсе отсутствует, верхние опоки налегают на желтоватые мергели сантонского яруса или зеленые пластичные глины, связываясь с последними постепенными переходами. Они так же, как и Зонов, относили «хоперский горизонт» к датским отложениям.

В 1934 г. П. К. Мурашкин и Н. С. Зайцев обнаружили проявления пластовых фосфоритов (ст. Пухово) и фосфатизированных глин мощностью от 0,03 до 0,15 *м* (села Белогорье, Украинская Буйловка, Несолоновка, ст. Кантемировка). Белые пластовые фосфориты у ст. Пухово, по их данным, развиты по сантонским мелоподобным мергелям, с которыми они связаны постепенными переходами, и содержат раковинки фораминифер. Авторы считали, что пластовые фосфориты образовались путем неполного метасоматоза мела фосфатным веществом. Кроме того, они показали, что мелоподобные мергели сантонского и кампанского ярусов на границе с палеогеном значительно обогащены (0,5—2,5%) фосфорным ангидридом. Фосфатные глины они относили к аналогам «хоперского горизонта».

В 1934 г. М. М. Васильевский и С. Д. Архангельский описали у сел Истобное, Становое и др. (правый берег Дона Воронежской области) кремнисто-железистые породы и темно-зеленые глины мощностью от 1 до 2 *м*, постепенно переходящие в мергели верхнего мела. Горизонт фосфатных глин Васильевский относил к каневскому ярусу, но и указывал, что Лихарев считал эти глины древнее каневского яруса. Точку зрения Васильевского о каневском возрасте глин отстаивал А. А. Дубянский (1935). В 1937 г. А. А. Дубянский высказывал мысль о карстово-метасоматическом генезисе руд «хоперского горизонта». Он предполагал, что бурые железняки тесно связаны в своем происхождении с белыми фосфоритами и каолиноподобной глиной. Образовались они при размыве и выщелачивании мергелей и мела в условиях допалеогенового карста. Глины являются элювием мергелей сантона и туронского мела. Близость этих пород к вольским фосфоритам и наличие среди них бурых железняков хоперского типа, по словам Дубянского «побуждает пересмотреть в этом направлении материал по вопросу о генезисе и условиях залегания вольских фосфоритов и бурых железняков «хоперского горизонта», дополнить этот материал новыми наблюдениями. Имеются некоторые указания, наводящие на мысль о возможном участии и карстовых явлений среди верхнемеловых отложений в образовании вольских фосфоритов и хоперских руд до трансгрессии палеогенового моря».

А. В. Пейве (1937) «хоперский горизонт» условно относил к датскому ярусу, генезис его считал осадочно-морским. Он признавал вторичные перемещения железа, фосфора и кремнекислоты как внутри «хоперского горизонта», так и отчасти в покрывающих и подстилающих породах. Помимо этого, он отмечал большую нарушенность пород «хоперского горизонта», что связывал с наличием карста, возможно третичного возраста. То же самое отмечал в своей работе В. П. Дрожжев (1937) по разведочным данным. На Венчаковском участке он обнаружил в «хоперском горизонте» глины, содержащие до 45% Al_2O_3.

П. М. Петров (1939) и Г. П. Леонов (1939) относили горизонт глин, выстилающих неровную поверхность верхнемеловых отложений в бассейнах среднего течения рек Дон и Калитва, к верхнему мелу и считали продуктом выдоизменения мергелей и мела.

Н. Т. Зонов (1939—1941) выделял аналог «хоперского горизонта» в бассейне рек Сейм и Псел, который, по его наблюдениям, залегает с размывом на различных горизонтах сенона и представлен нежелваковыми фосфоритами и слабофосфатными глинами мощностью 0,4—0,6 *м*. Он допускал, что «хоперский горизонт» может соответствовать трем возрастным интервалам: слоям зоны Belemnitella americana, датскому и монскому (низам) ярусам, но склонялся больше к датскому возрасту. Генезис «хоперского горизонта» он считал осадочно-морским и отрицал возможность образования его за счет метасоматоза карбонатных или кремнистых пород. К «хоперскому горизонту» он относил не только фосфатные глины, но и опоки, глины и мергели, залегающие в бассейне р. Десны (Кровелецкий район и по левобережью р. Сейма) между палеоценовым — фосфоритовым слоем и сенонским мелом. Зонов отмечал, что эти глины как в бассейне р. Псел, так и на р. Хопре в отличие от сызранских опок слабоизвестковистые. Максимальная мощность их у г. Сумы — 3 *м*. На большей части территории глины размыты; в отдельных точках сохранились только тонкие прослои мощностью до 0,2 *м*.

И. М. Курман (1941) считал, что датский возраст «хоперского горизонта» в бассейне р. Сейма (Рыльский район) не доказан. При описании многочисленных горных выработок в этом районе он не упоминает о наличии песчаного или галечникового материала в подошве «хоперского горизонта».

Таким образом, период изучения «хоперского горизонта» с момента его выделения (1928—1930 гг.) и до начала Великой Отечественной войны характеризовался борьбой мнений Н. Х. Платонова и Н. Т. Зонова по вопросам его объема и возраста. Платонов относил к «хоперскому горизонту» рудные слои и сопряженные с ними разнообразные по составу глины. Возраст его он считал не выходящим за пределы нижнего маастрихта. Перекрывающие этот горизонт опоки и опоковидные глины до подошвы палеогена он относил к верхнему маастрихту и датскому ярусу. В противоположность Платонову, Зонов причислял опоки и опоковидные глины, перекрывающие рудный пласт, к «хоперскому горизонту» и возраст его в полном объеме считал более молодым — датским или верхнемаастрихтским и даже монским. Платонов, не изучив районы развития «хоперского горизонта» по более молодым, маастрихтским отложениям бассейнов рек Сейм, Десна и Псел, настойчиво отстаивал его более древний возраст.

Взгляды на строение, генезис и возраст «хоперского горизонта» после работ Н. Т. Зонова

После Н. Т. Зонова о возрасте и генезисе «хоперского горизонта» высказывались Н. М. Страхов, А. А. Дубянский, В. И. Курлаев, Г. И. Бушинский, В. П. Семенов, Н. Х. Платонов, Р. Г. Горецкий, А. Л. Яншин и др.

В 1948 г. А. А. Дубянский подтвердил развитие «хоперского горизонта» в районе с. Ивни (р. Псел), в окрестностях г. Рыльска (р. Сейм) и в бассейне среднего течения Хопра. Он склонился к точке зрения Зонова о трансгрессивном его залегании, морском происхождении и условном датском возрасте. К аналогам «хоперского горизонта» Дубянский относил и тонкий пласт глины (0,1—0,3 *м*), почти повсеместно выстилающий неровную поверхность мела и мергелей.

Н. М. Страхов (1947—1963) «хоперский горизонт» считал типично морским образованием.

В 1948—1951 гг. В. И. Курлаев обобщил результаты геологосъемочных работ в бассейне среднего течения р. Хопра и правых притоков Дона (реки Подгорная, Песковатка, Криуша) и пришел к выводу, что «хоперский горизонт» залегает на отложениях различного возраста — от сеноманских до сантонских, а перекрывается верхнесантонскими или палеоценовыми породами. Тем самым он отрицал более молодой, чем сантонский, возраст «хоперского горизонта». Он подтвердил точку зрения ранних исследователей об его трансгрессивном залегании и отсутствии в этом горизонте вторичных руд в понимании Платонова. Курлаев указывал на неправильность отнесения некоторыми геологами к «хоперскому горизонту» тонкого слоя глин, залегающих на разных горизонтах туронского, сантонского и кампанского ярусов. Он считал их продуктом видоизменения и выветривания верхнемеловых пород, образовавшихся, возможно, в различное время, но позже «хоперского горизонта».

Мы относили (1950—1951) эти же глины в бассейне среднего течения рек Дон и Чир к верхнему мелу и считали их породой, образовавшейся за счет выщелачивания и видоизменения мел-мергельных пород на морском дне под воздействием вод палеоценового бассейна. Мы указывали на постепенный переход их в подстилающие породы верхнего мела, а также на резкую границу с перекрывающими отложениями палеоцена. Кроме того, мы отмечали в бассейне р. Чира значительное окремнение верхней части мел-мергельных пород кампана, залегающих непосредственно под палеогеном.

Г. Н. Бушинский (1952, 1954) поддержал точку зрения прежних исследователей о морском происхождении пород «хоперского горизонта» и рассматривал его как отложения единого, условно датского, морского бассейна, в котором на небольшой глубине шло накопление песчаных и кремнистых осадков.

Мы описали (1954—1956) аналоги «хоперского горизонта» на Доно-Осколецком междуречье и приняли взгляд Курлаева на объем и возраст этого горизонта. Однако мы считали возможным подобно Дубянскому и в противоположность Курлаеву, к его аналогам относить тонкий слой глин, выстилающий неровную поверхность мела и мергелей на южном склоне Воронежской антеклизы.

Н. Х. Платонов (1958) вновь обратился к «хоперскому горизонту» бассейна среднего течения р. Хопра и остался верен своей прежней точке зрения о его объеме и осадочно-морском генезисе. Только о возрасте он склонился к мнению Курлаева.

Геологи съемочных партий ГУЦР А. А. Алексеев, Е. К. Евтехова, И. П. Аполлонова, работавшие в Курской, Белгородской и частично Воронежской областях, также выделяли аналоги «хоперского горизонта» и относили его условно к датскому ярусу.

Р. Г. Горецкий и А. Л. Яншин (1960) высказывали предположение о континентально-аллювиальном происхождении «хоперского горизонта» и условном его датском возрасте. Они считали, что эти образования выполняют эрозионные ложбины в верхнемеловых отложениях.

В 1960—1963 гг. мы изменили свои представления о генезисе, возрасте и объеме «хоперского горизонта» и стали рассматривать его как кору выветривания по карбонатным породам верхнего мела и отрицать его самостоятельное стратиграфическое значение.

Г. В. Лаврова согласилась с нами, что «хоперский горизонт» не имеет самостоятельного стратиграфического значения. Однако она считает его одной из фаций верхнемеловых морей, свойственной не одному, а различным векам.

Подводя итог результатам исследования последнего периода, можно сказать, что к настоящему времени большинство геологов, за исключением Р. Г. Горецкого, А. Л. Яншина и нас, разделяют мнение об осадочно-морском генезисе «хоперского горизонта». Если принять точку зрения Курлаева и Платонова о сантонском возрасте «хоперского горизонта», то тогда необходимо название «хоперский горизонт» сохранить только за комплексом пород, развитых в бассейне среднего течения р. Хопра, а такого же типа породы, развитые за пределами этого района, рассматривать как образования, не имеющие к «хоперскому горизонту» никакого отношения. Если признать их идентичными, то возраст «хоперского горизонта» будет иметь более широкий диапазон — от нижнего сантона до палеоцена включительно. Считать для всей территории его развития только датский или монто-датский возраст и сохранить горизонт в качестве самостоятельного для этого интервала времени тоже нельзя, так как этому противоречат условия залегания и фаунистические данные. Из пород «хоперского горизонта» и перекрывающих его отложений в бассейне р. Хопра обнаружена несомненно сантонская, а в бассейнах рек Псел, Сейм и Десна — кампан-маастрихтская фауна.

Если принять, что комплекс пород, относимых к «хоперскому горизонту», является разновозрастным — от нижнего сантона до нижнего палеоцена, — то в этом случае необходимо вообще отказаться от выделения данного комплекса пород в самостоятельный стратиграфический горизонт. О каком самостоятельном морском бассейне, который существовал бы в период от нижнего сантона до нижнего палеоцена включительно, может идти речь, если его осадки залегают трансгрессивно на разных горизонтах верхнего мела?

Все отмеченные противоречия наводят на мысль, что вопросы о стратиграфической самостоятельности, объеме, возрасте и генезисе «хоперского горизонта» еще далеко не решены. Эти противоречия в основном обусловлены признанием, что «хоперский горизонт» — самостоятельная стратиграфическая единица, и не сомненной доказанностью (точка зрения Платонова и Курлаева), что в бассейне среднего течения Хопра он залегает трансгрессивно на сеноманском, турон-коньякском ярусах, перекрывается верхнесантонскими отложениями (т. е. является фациальным аналогом нижнесантонских пород смежных участков) или палеоценовыми и отвечает по времени датскому веку (точка зрения Зонова).

Для выяснения этих противоречий необходимо рассмотреть фактический материал, на основании которого Платонов, Зонов, Курлаев и другие установили стратиграфическую самостоятельность «хоперского горизонта» в бассейне Хопра.

О стратиграфической самостоятельности «хоперского горизонта» в бассейне среднего течения р. Хопра на «родине» его стратотипа

При описании сводного разреза «хоперского горизонта» бассейна среднего течения Хопр

Зонов указывал на трехчленное его строение. К нижней части «хоперского горизонта» он относил зеленовато-серые мелкозернистые пески с тонкими прослоями глинисто-песчанистого нежелвакового фосфорита и линзами бурых песчанистых железняков. Эти пески, по словам Зонова, обычно выполняют впадины рельефа размытой толщи мела турона, а иногда и сеномана, достигают мощности от 0,0 до 2,5 *м* и перекрываются пластом бурого железняка. В верхней части песков Зонов наблюдал редкие гальки фосфоритов (диаметром 2—3 *см*) белого цвета с сероватым оттенком, в исключительно редких случаях — со следами источенности сверлящими организмами. Гальки в подошве «хоперского горизонта» отмечали также Платонов, Четыркина, Красильников и Курлаев.

Мы изучили в бассейне р. Хопра все разрезы, указанные Зоновым, Платоновым и Курлаевым, где ими отмечалось залегание «хоперского горизонта» на туронском, коньякском и сантонском ярусах. При этом оказалось, что нет ни одного случая, чтобы галечник или пески отделяли «хоперский горизонт» от подстилающего его писчего мела или мергелей (Дряглевский, Манинский, Рябовский участки и некоторые обнажения Нижне-Соинского, Ясиновского, Водопейновского, Андроновского, Лобачевского месторождений — рис. 1). Для подтверждения высказанного положения приведем разрезы «хоперского горизонта», описанные нами в бассейне р. Хопра у хут. Нижне-Соинского. В нижней части склона у западной окраины хутора вскрываются следующие отложения:

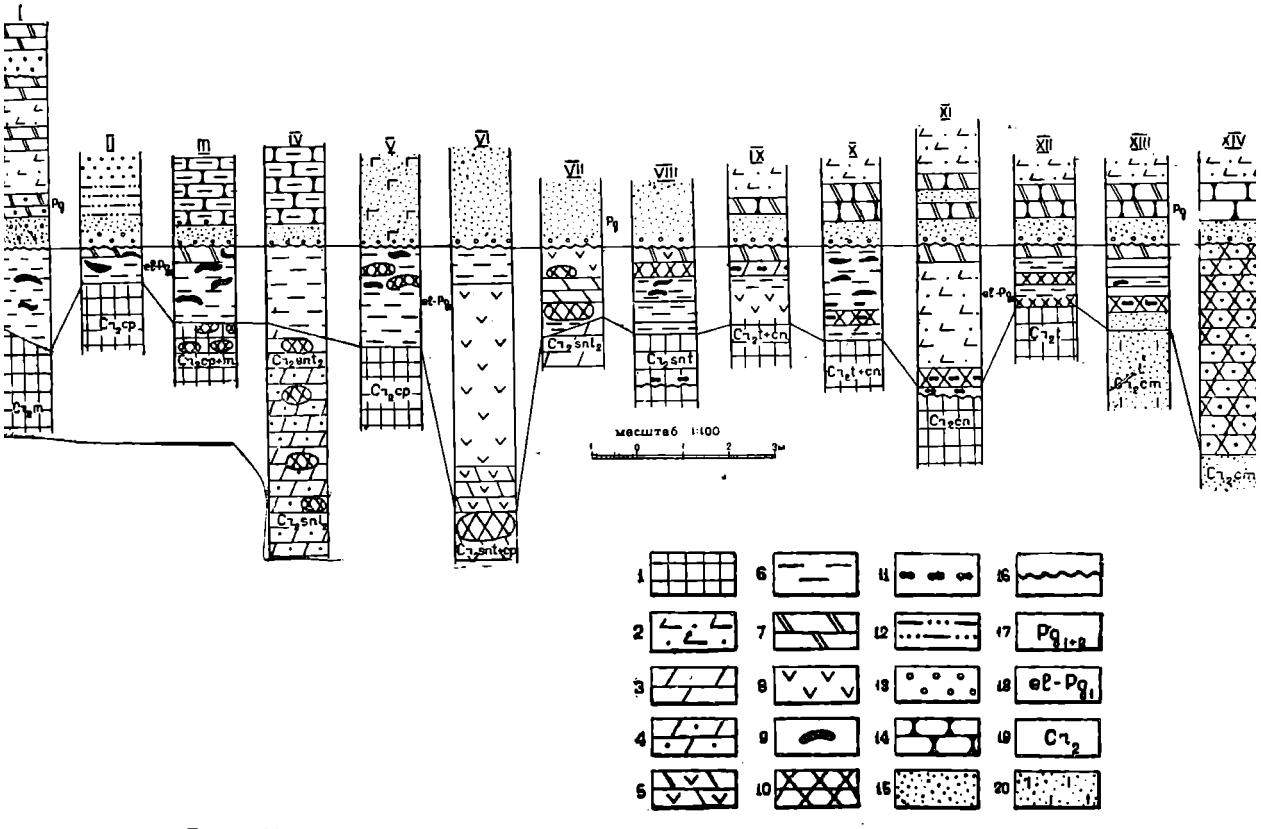


Рис. 1. Кора выветривания по карбонатным породам верхнего мела («хоперский горизонт») территории Воронежской антеклизы.

I — села Разлеты, Малютовщина (бассейн р. Десны); II — г. Рыльск, села Поповка, Юрасовка, Марково (бассейн р. Сейм); III — села Мирополье, Зеленый Гай (г. Сумы), Могрица, Криничное (бассейн р. Псел); IV — г. Гочево (р. Псел); V — села Ивня, Казацкое, Вознесенское (бассейн р. Псел); VI — с. Ивановка (скв. 350, бассейн р. Оскол); VII — села Заломово, Круглое, Красное (бассейн р. Потудань); VIII — села Истобное, Семидесятское, сл. Веселая; IX — хут. Дряглев; X — с. Никольское; XI — с. Манино, хут. Собацкий; XII — хут. Н.-Соинский (зап. окр.); XIII — хут. Н.-Соинский (вост. окр.); XIV — хут. Лобачевский.

1 — мел писчий; 2 — опоковидная глина; 3 — мергель; 4 — мергель песчанистый; 5 — опока трепеловидная; 6 — глина; 7 — опока; 8 — трепел; 9 — фосфорит пластовый белый; 10 — железняки бурые; 11 — фосфориты желваковые; 12 — алевриты, алевролиты; 13 — галечник; 14 — песчаник; 15 — песок; 16 — линия размыва; 17 — палеогеновые отложения; 18 — породы коры выветривания; 19—верхнемеловые отложения; 20 — песок известковистый.

Палеоцен (бузиновская свита)

1. Песок зеленовато-серый, глауконитово-кварцевый с галькой . . . . . 0,1—0,2 м.

«Хоперский горизонт»

2. Глина белая, окремнелая . . . . . 0,05 м.
3. Глина светло-зеленая, зеленовато-серая, с линзочками кремнистой фосфатной глины . . . 0,1—0,2 м.
4. Бурый железняк плотный, глинистый, чистый, без примеси кварца и глауконита . . . . . 0,2 м.
5. Глина зеленовато-серая, слюдистая, полосчатая, пористая, с линзочками кремнистой фосфатной глины. В подошве глина охристая . . . . . 0,3 м.
6. Мел сильноокремнелый . . . . . 0,1 м.
7. Мел слабоокремнелый . . . . . 0,3 м.

Верхний мел (туронский ярус)

8. Мел белый, мягкий, писчий.

То же самое наблюдается и в центре хутора. Чистый писчий мел туронского яруса по мере движения вверх по разрезу становится, как и в приведенном выше обнажении, более плотным и окремнелым с пятнами ожелезнения и постепенно переходит вначале в охристо-желтую ожелезненную, затем в зеленовато-серую, полосчатую, кремнистую, с прожилками белого пластового фосфорита глину мощностью до 0,2—0,3 *м*. Эта глина перекрывается бурым железняком массивного сложения (0,2 *м*), а он, в свою очередь,— зеленовато-серыми, в верхней части окремнелыми светло-серыми (вплоть до белых) фосфатизированными глинами (0,2 *м*). На них с размывом залегают палеогеновые пески с галькой в подошве.

Как видно из описания разреза, ни песков, ни галечников в подошве «хоперского горизонта» нет. Туронский мел, постепенно обогащаясь кремнеземом и окислами железа и уплотняясь, переходит в охристую глину и вышележащие кремнистые фосфатные глины с прослоем бурого железняка. У восточной окраины хутора, в левой, хорошо обнаженной стенке левосторонней промоины на протяжении около 50 *м* наблюдается в одном обнажении залегание «хоперского горизонта» как на чистом писчем мелу, так и на сеноманских песках и «сурке» (см. рис. 1).

Мы проследили, что если породы «хоперского горизонта» подстилаются карбонатными песками сеномана, то пески снизу вверх постепенно переходят в бурые песчанистые (отчетливо видны простым глазом зерна кварца) железняки или глины. Там, где руды «хоперского горизонта» подстилаются песчанистым мергелем с фосфоритовыми желваками, мергель по мере движения вверх теряет карбонатность, приобретает большую песчанистость и переходит в бурые слабопесчанистые железняки, в которых нередко встречаются неразложившиеся желваки фосфоритов. Текстура и структура как ожелезненных песков, так и бурых железняков очень напоминает структуру и текстуру нижележащего неизмененного песчанистого мергеля. В тех местах, где «хоперский горизонт» располагается на туронском писчем мелу, ни песков, ни фосфоритовых желваков в подошве и породах «хоперского горизонта» не наблюдается. В этом случае мел турона постепенно, но по резкой литологической границе сменяется фосфатной глиной или массивным, плотного сложения бурым железняком без каких-либо признаков песчаного материала или фосфоритовых желваков.

Рассмотренные обнажения у хут. Нижне-Соинского свидетельствуют, что пески, фосфоритовые желваки в «хоперском горизонте» встречаются лишь в том случае, если он развит по сеноманским пескам или «сурке». Подобное взаимоотношение пород имеет место у хуторов Носова, Безымянского и Лобачевского, т. е. в пунктах, на которые всегда ссылаются, когда говорят, что в основании «хоперского горизонта» располагается горизонт песков местами с галькой, и которые некоторыми геологами принимались за доказательство трансгрессивного залегания «хоперского горизонта». Создавалось впечатление, что чуть ли не повсеместно в бассейне среднего течения Хопра эти пески и фосфоритовые гальки отделяют «хоперский горизонт» не только от сеноманских, но и от туронских, коньякских и сантонских отложений. В действительности такое явление — частный случай для тех мест, где «хоперский горизонт» развивается по пескам и «сурке» сеноманского яруса, с которыми он тесно связан, и доказательством трансгрессивного залегания служить не может.

Это подтверждается и описанием разреза «хоперского горизонта», приведенным самим Зоновым. У хут. Носова им описан следующий разрез.

Палеоцен

1. Глауконитовый опоко-песчаник . 0,45 м.

«Хоперский горизонт»

2. Сильнопесчанистый жеодистый железняк . 0,4 м.
3. Кварцевый тонкозернистый песок . . . . 0,5 м.
4. Серый сильнопесчанистый пластовый фосфорит . . . . . 0,5 м.
5. Кварцевый мелкозернистый песок . . . . 0,5 м.

Верхний мел (сеноманский ярус)

6. Известковистый кварцево-глауконитовый песок с фосфоритовыми желваками.

Рассмотренный разрез свидетельствует, что при развитии «хоперского горизонта» по сено-

манским пескам как пластовые фосфориты, так и бурые железняки сильно опесчанены и граница между сеноманом и «хоперским горизонтом» проводится лишь по исчезновению карбонатности.

В штольне № 1 (хут. Нижне-Соинский) Н. Т. Зоновым приводится несколько иной тип разреза:

Палеоцен

1. Глауконитовый опоко-песчаник . . . . 1,25 м.

«Хоперский горизонт»

2. Фосфатная глина, внизу сильноожелезненная 0.1 м.
3. Зеленая, внизу фосфатная глина . . . . 0,75 м.
4. Сплошной бурый железняк . . . . . 1,0 м.
5. Белый, сероватый глинистый пластовый фосфорит . . . . . 0,4 м.
6. Чешуйчатый бурый железняк . . . . . 0,5 м.
7. Кварцевый мелкозернистый песок, вверху с желваками фосфорита . . . . . 1,3 м.

Верхний мел (сеноманский ярус)

8. Серый сильнопесчанистый мергель 0.2 м.

В штольне № 14, расположенной вблизи штольни № 1, он наблюдал:

Палеоцен

1. Глауконитовый опоко-песчаник . 0,63 м.

«Хоперский горизонт»

2. Белый, местами ожелезненный пластовый фосфорит . . . . . 1,2 м.
3. Ожелезненный кварцевый песок с гальками фосфорита . . . . . 0,15 м.
4. Зеленоватый тонкопесчаный пластовый фосфорит . . . . . 0,1 м.
5. Кварцевый мелкозернистый песок с Ptychodus mammilaris Ag. . . . . 1,75 м.

Верхний мел (туронский ярус)

6. Серый сильнопесчанистый мергель 1 м.

В балке Ежов яр около хут. Дряглева в бассейне р. Маниной (обн. 180) Зонов описал следующие породы:

Палеоцен

1. Глауконитовый опоко-песчаник . . . . 0,9 м.

«Хоперский горизонт»

2. Серая плотная опока . . . . . 2,0 м.
3. Опока, местами ожелезненная, местами окремненная . . . . . 0,65 м.
4. Желтый ожелезненный мергель . . . . 0,25 м.
5. Мелоподобный мергель . . . . . 0,62 м.
6. Мергель с желваками фосфорита и губками (Ventriculites) . . . . . 0,2 м.

Верхний мел (турон-коньякский ярусы)

7. Серый мергелевидный мел . . . . . 0,5 м.

Примерно такой же разрез «хоперского горизонта» мы наблюдали у западной окраины хут. Дряглева. Здесь ниже четвертичного суглинка выходят:

Палеоцен (бузиновская свита)

1. Песок зеленовато-серый, глауконитово-кварцевый, мелкозернистый, с крупными зернами кварца и галькой фосфоритов. По простиранию замещается опоковидным конгломератовидным песчаником . . . . . 1,5 м.

«Хоперский горизонт»

2. Опока серая, плотная . . . . . 0,2—0,5 м.
3. Глина мергелистая, опоковидная, ожелезненная . . . . . 0,1—0,2 м.
4. Бурый железняк глинистый . . . . . 0,1 м.
5. Глина зеленовато-серая, желто-бурая, ожелезненная . . . . . 0,05—0,1 м.
6. Глина светло-серая, трепеловидная . . 0,2—0,3 м.

Верхний мел (турон-коньякский ярусы)

7. Мел светло-серый с желтоватым оттенком, окремнелый. Вид. мощность . . . . . 5,0 м.

На основании рассмотренных разрезов можно заметить, что Зонов, проводя нижнюю границу «хоперского горизонта», руководствовался не наличием песков или галечника в его подошве, а исчезновением карбонатности и появлением ожелезненности или значительной окремнелости. Это видно из того, что ни фосфоритовому галечнику (штольня № 14, слой 3), ни желвакам фосфоритов (штольня № 1, слой 7) он не придавал никакого значения при проведении границы.

В случае залегания «хоперского горизонта» на сантонских мергелях (хут. Дряглев), как по нашим, так и по наблюдениям Зонова, в его подошве отсутствуют пески и гальки. Мергели сантона постепенно переходят в ожелезненные опоки. В окрестностях хут. Нижне-Соинского (штольня № 1, слой 14) в нижней части «хоперского горизонта» наблюдаются пески с фосфоритами, которые также постепенно переходят, по нашим наблюдениям, в нижележащие не туронские, а сеноманские, и не сильнопесчанистые мергели, а известковистые глинистые пески и алевриты. То же самое можно видеть у северной окраины хут. Лобачевского, где бурые железняки мощностью до 5 *м* содержат большое количество кварца и постепенно переходят в слегка карбонатные разнозернистые пески сеноманского яруса. В ближайших обнажениях, расположенных несколько севернее хут. Лобачевского и у его южной окраины, бурые железняки, кремнистые и фосфатные глины залегают на турон-коньякском писчем мелу. В этом случае также отсутствует какой-либо признак песчаного материала как в подошве, так и в породах «хоперского горизонта» (рис. 1).

Во всех остальных пунктах бассейна р. Хопра, где «хоперский горизонт» располагается не на сеноманских песках или «сурке», а на более высоких горизонтах (уровнях) верхнего мела (мелу, мергелях), никто не отмечал песков и галечников в подошве «хоперского гори-

зонта» или резкой границы размыва между «хоперским горизонтом» и подстилающими отложениями. Последнее можно подтвердить следующими обнажениями, описанными нами в бассейне р. Подгорной (глубокий овраг на северо-западной окраине с. Воробьевки, у дороги на ст. Бутурлиновка):

Палеоцен (бузиновская свита)

1. Песок зеленовато-серый, глауконитово-кварцевый, мелкозернистый, глинистый. В подошве с галькой фосфоритов и окремнелого мела . . . . . 3—4 м.

«Хоперский горизонт»

2. Глина темно-серая, сланцеватая, тонкоплитчатая, слюдистая, алевритистая, с ходами илоедов 1,5—2,0 м.

3. Бурый железняк глинистый, местами переходящий в охристую глину, с многочисленными желваками фосфоритов и фосфатизированных губок . . . . 1,2 м.

Верхний мел (коньякский ярус)

4. Мергель мелоподобный, в верхней части слегка ожелезненный и уплотненный . . . . . 5 м.

Глины слоя 8 и мергели слоя 10 имеют ходы илоедов. Ходы их в мергелях имеют поперечное сечение, близкое к кругу или эллипсоиду, а в глинах они вытянутой, сплюснутой формы по направлению сланцеватости. Последнее мы склонны связывать с уплотнением породы по мере выноса карбонатных солей.

На правом берегу р. Подгорной, в глубокой каньонобразной промоине, в центре с. Никольского, прослеживается следующий разрез:

Эоцен (суровикинская свита)

1. Песчаник зеленовато-серый, глауконитово-кварцевый, мелко-и среднезернистый, плотный, с многочисленными ризолитами. В подошве песчаник содержит крупные зерна кварца и мелкую гальку кремня . . . 4 м.

Палеоцен (вешенская свита)

2. Алевролит зеленовато-серый, глауконитово-кварцевый . . . . . 0,5—1 м.

3. Глина светло-зеленая, опоковидная, алевритистая . . . . . 8 м.

4. Глина темно-зеленая с крупными зернами кварца и глауконита . . . . . 0,1 м.

Палеоцен (бузиновская свита)

5. Песчаник зеленовато-серый, глауконитово-кварцевый, опоковидный . . . . . 2 м.

6. Песок зеленый, глауконитово-кварцевый с многочисленной галькой фосфорита, опоковидного песчаника, кварца и кремня. Залегает на волнистой поверхности нижележащих пород . . . . . 0,1—0,2 м.

«Хоперский горизонт»

7. Глина темно-серая, слюдистая с тонкими прожилками, линзочками и пятнами светло-серой фосфатной глины. В нижней части глины редко встречаются небольших размеров желвачки фосфоритов . . . . 0,3—1,5 м

8. Бурый глинистый железняк с многочисленными желвачками фосфоритов и фосфатизированных губок . . . . . 0,1—0,2 м

9. Глина темно-серая, сланцеватая, постепенно, но без резкой литологической границы переходит в подстилающие породы . . . . . 0,05—0,10 м

Верхний мел (коньякский ярус)

10. Мел белый писчий, в верхней части слегка ожелезненный. Вид. мощность . . . . . 5 м

В промоине правого склона р. Подгорной у с. Старой Криуши, влево от грейдера на г. Калач, ниже опоковидных глин (мощность до 5 *м*) вешенской свиты и глауконитов в подошве с галькой бузиновской свиты (мощность 1,5—2 *м*) выходят:

«Хоперский горизонт»

1. Глина темно-серая, слюдистая, с линзами и тонкими прослоями лимонита. В глине встречена Belemnitella praecursor Stolley . . . . . 0,3—0,5 м

Верхний мел (сантонский ярус)

2. Мергель светло-серый, плитчатый, в подошве с редкими губками и Inoceramus cardissoides Goldf. . . 10 м

Верхний мел (коньякский ярус)

3. Мел белый писчий . . . . . 20 м

Приведенный фактический материал свидетельствует о том, что нижняя граница «хоперского горизонта» в бассейне р. Хопра проводилась на разных уровнях верхнемеловой толщи от средней части сеноманского яруса до сантонского яруса включительно. Она является, по нашим наблюдениям, не естественной границей раздела обособленных самостоятельных этапов осадконакопления, а границей между неизмененными морскими отложениями разных горизонтов верхнего мела и теми же отложениями, но измененными в результате наложенных эпигенетических процессов на разную глубину и в разной степени.

Верхняя граница «хоперского горизонта» еще более неопределенна. О ней можно говорить только в случае залегания «хоперского горизонта» под галечником или конгломератом подошвы палеогена. Как известно, Н. Х. Платонов в ранних работах проводил ее по подошве то верхнего сантона, то палеогена, В. И. Курлаев — только по подошве верхнего сантона. В 1948 г. точку зрения Курлаева разделяли Платонов и другие геологи. Следовательно, до настоящего времени для бассейнов рек Хопра и Подгорной верхняя граница «хоперского горизонта» проводилась по подошве верхнего сантона. Однако существовала точка зрения Зонова, который верхнюю границу

«хоперского горизонта» намечал по подошве палеогена. В 1960—1963 гг. после анализа всего фактического материала о пограничных слоях верхнего мела и палеогена на территории от Белоруссии до рек Хопер и Дон мы пришли к выводу Зонова, что верхняя граница пород «хоперского горизонта» может быть проведена только по подошве палеогена. Все остальные границы весьма условны и не отвечают естественным разделам самостоятельных этапов осадконакопления, а проводятся на разных уровнях — по степени измененности разновозрастных пород процессами эпигенеза.

Для подтверждения этой точки зрения рассмотрим фактический материал, на основании которого Н. Х. Платонов и В. И. Курлаев проводили верхнюю границу «хоперского горизонта» по подошве верхнего сантона.

В. И. Курлаев о верхней границе «хоперского горизонта» писал следующее: «Железные руды «хоперского горизонта» и сопровождающие их породы перекрываются толщей белесоватых и синевато-серых опок с прослоями темных кремнистых глин. В основании опок и глин залегает прослой песчанистой опоки с окатанными обломками подстилающих пород — белых фосфоритов и кремня. В окрестностях хут. Лобачевского, в логу Дубовом, и у хут. Собацкого в этих опоках нами были встречены типично сантонские ископаемые: Pteria tenuicostata Roem., Belemnitella praecursor Stolley, Actinocamax verus Miller var. fragilis Arkh. По мере движения отсюда на север они сокращаются в мощности и в районе хут. Сурочинского полностью выклиниваются. Здесь «хоперский горизонт» непосредственно перекрывается палеоценовыми отложениями» (1951, стр. 207).

Изучение нами обнажений, приводимых В. И. Курлаевым, показало, что ни в одном пункте не наблюдается, чтобы «хоперский горизонт» залегал на нижнесантонских мергелях и одновременно (в одном разрезе) перекрывался с размывом верхнесантонскими опоками и глинами в основании с галькой белых фосфоритов и кремня. Курлаев в разрезах хуторов Собацкого и Лобачевского также не указывает галек, залегающих выше «хоперского горизонта». Аналогичная картина наблюдалась нами в двух обнажениях, описанных у тех же пунктов.

В промоине левого склона в приустьевой части балки Дубовый лог (Дубрава), у западной окраины хут. Лобачевского, ниже галечника подошвы палеогеновых отложений выходят:

«Хоперский горизонт»

1. Опока окремнелая . . . . . 0,2 м.
2. Глина зеленовато-серая, фосфатная, при выветривании светло-серая, с темно-серыми пятнами, прожилками и линзочками тех же глин . . . . . 7 м.
3. Глина светло-серая, фосфатная, опоковидная, с линзами и прожилками белого пластового фосфорита, с многочисленными желвачками фосфоритов . . 1,3—1,4 м.
4. Глина светло-серая, фосфатная, пластичная, с редкими желвачками фосфоритов, слегка ожелезненная . . . . . 0,2 м.
5. Бурый железняк с линзами фосфатных глин, большим количеством фосфатизированных губок, желваков фосфоритов . . . . . 0,3—0,4 м.
6. Глина зеленовато-серая, при выветривании светло-серая, пластичная . . . . . 0,1—0,2 м.

Верхний мел (коньякский ярус)

7. Мел писчий.

В окрестностях хут. Собацкого наблюдаются:

Палеоген (бузиновская свита)

1. Песчаник глауконитово-кварцевый, опоковидный, с галькой фосфоритов . . . . . 0,5 м.

«Хоперский горизонт»

2. Глина зеленовато-серая, опоковидная, трепеловидная, переходящая в алевритистую, в нижней части ожелезненная . . . . . 1,3—1,5 м.
3. Глина бурая, охристо-бурая, переходящая по простиранию в охру с корочками лимонита . 0,2—0,3 м.
4. Глина кремнистая, ожелезненная, с желваками окремнелого фосфорита и губками . . . 0,1—0,15 м.

Верхний мел (коньякский ярус)

5. Мел белый с пятнами ожелезнения . . . . 2,5 м.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что нижняя граница «хоперского горизонта» в южной и юго-западной частях Доно-Хоперского междуречья располагается на разных уровнях. Так, у хуторов Собацкого, Лобачевского (Дубовый лог), Бесплемяновского, Дряглева она приурочена к подошве, у с. Манина — к средней, а у с. Криуши и у хут. Булейковского — к верхней части сантонских отложений. Верхняя граница повсеместно фиксируется лишь по подошве палеогена (рис. 1). Эти факты убедительно показывают, что и в этих пунктах «хоперский горизонт» не имеет строго определенного стратиграфического уровня. Последнее, очевидно, не противоречит возможности обнаружения в нем в некоторых разрезах сантонской фауны, включая и Pteria tenuicostata Roem., так как породы верхней зоны сантона широко были развиты в южной части Доно-Хоперского междуречья. Но это не исключает возможности развития «хоперского горизонта» и по породам верхнего сантона.

Развитие «хоперского горизонта» по породам верхнего сантона, а возможно, и низов

кампана, отмечалось Н. Т. Зоновым и Н. Х. Платоновым в бассейне р. Ендовли у хуторов Рябовского и Степановского. Такое же положение «хоперского горизонта» нами наблюдалось по скважине у с. Переволочное, на водоразделе рек Подгорной и Мамонки, где выше мергелей с микрофауной верхнего сантона залегает «хоперский горизонт» мощностью до 5 *м*. В. Н. Красильников у с. Криуши ниже «хоперского горизонта» указывал на находки Pteria tenuicostata Roem.

Ошибка Н. Х. Платонова, В. И. Курлаева и других заключалась как раз в том, что они в большинстве случаев принимали за «хоперский горизонт» только бурые железняки, фосфатные зеленые и темно-зеленые глины с прослоями и линзами пластовых фосфоритов, а перекрывающие их те же фосфатные глины, но более окремнелые и не содержащие линз бурых железняков, считали верхнесантонскими отложениями. В других местах, где фосфатные глины залегали на сантонских и кампанских отложениях,— относили к коре выветривания. Это видно из того, что даже зеленые и темно-зеленые фосфатные глины с прослоями и линзами бурых железняков — типичные породы «хоперского горизонта», которые залегают на верхнесантонских или кампанских породах,— Курлаев относил не к «хоперскому горизонту, а к коре выветривания. По нашему мнению, отождествление «хоперского горизонта» только с бурыми железняками и сопровождающими их глинами, которые действительно не имеют какого-либо стратиграфического положения в разрезе, и приводило к путанице в определении возраста и генезиса «хоперского горизонта».

Таким образом, нижняя граница «хоперского горизонта» по своему положению местами совпадает с фосфоритово-губковым горизонтом подошвы сантона (южная окраина хут. Лобачевского, с. Манино, с. Воробьевка, хут. Дряглев) или проходит под этим горизонтом (села Нехаево, Манино, хут. Подсосенский и др.). В последнем случае он никогда не подстилается нижнесантонскими породами, а всегда писчим мелом турон-коньякского ярусов и также никогда не содержит в своей подошве галек. Фосфориты и гальки встречаются только у тех пунктов, где граница хоперского горизонта совпадает с фосфоритово-губковым горизонтом подошвы сантонского яруса.

По-видимому, ошибка В. И. Курлаева заключалась в том, что он во многих пунктах породы «хоперского горизонта» причислял к верхнему сантону и в связи с этим в одном случае губковый горизонт принимал за подошву нижнего сантона (большинство пунктов), а там, где он располагался внутри (села Нехаево, Манино, хут. Подсосенский), а по В. И. Курлаеву, — в кровле «хоперского горизонта», принимал за новый горизонт подошву верхнего сантона. По нашим наблюдениям, на Доно-Хоперском междуречье имеется повсеместно только один фосфоритово-губковый горизонт — в подошве сантона. Таким образом, никакого горизонта песков и галечников, принадлежащих «хоперскому горизонту» и отвечающих какому-то новому самостоятельному этапу осадконакопления, в природе не существует. Эти пески с фосфоритовыми желваками представляют собой несколько выщелоченные остатки песков, «сурки» сеноманского яруса и фосфоритового губкового горизонта подошвы сантонских отложений.

Породы «хоперского горизонта» на Доно-Хоперском междуречье располагаются между сеноманом и палеогеном, турон-коньякским ярусами и палеогеном, между сантоном и палеогеном и, возможно, кампаном и палеогеном. В основном же они всюду на Доно-Хоперском междуречье сопровождают поверхность разновозрастных горизонтов верхнемеловых пород и перекрываются непосредственно палеогеновыми отложениями.

Отмеченные особенности говорят о том, что «хоперский горизонт» в бассейне р. Хопра, на родине его стратотипа, не может являться самостоятельным стратиграфическим горизонтом и отвечать определенному этапу осадконакопления, а представляет собой продукт в той или иной степени эпигенетически измененных преимущественно карбонатных разновозрастных пород верхнего мела. Такому заключению не противоречит и фауна, встреченная в «хоперском горизонте» и подстилающих его породах во многих пунктах в различное время разными исследователями.

Н. Х. Платонов (1928) отмечал в железных рудах бассейна среднего течения р. Хопра пустоты от выкрошившихся обломков раковин иноцерамов. А. Д. Архангельский (1933) обнаружил в мергелях, залегающих ниже «хоперского горизонта», Belemnitella praecursor Stolley, в белом пластовом фосфорите — фораминифер из родов Textularia и Rotalia, мелкие обломочки призматического слоя раковин моллюсков. Н. Т. Зонов (1934) из песков подошвы «хоперского горизонта» у хут. Нижне-Соинского отметил Ptichodus mammilaris Ag. В. Н. Красильников (1934) у с. Н. Криуши обнаружил в мергелях, залегающих ниже «хоперского горизонта», Pteria tenuicostata Roem. А. В. Пейве (1937) в «хоперском горизонте» у хут. Нижне-Безымянского отмечал (определение Н. Л. Безрукова) Pecten sp., Spondylus sp., Lima sp., Ostrea sp., Terebratula sp., отпечатки

игл морских ежей и одиночных кораллов. В. И. Курлаев (1951) в белых пластовых фосфоритах и бурых железняках хут. Нижне-Соинского обнаружил Salenia cf. geometrica Ag., Pecten cf. cretosus Defr. и неопределимые пелециподы, а в бурых железняках (хут. Бесплемяновский) — многочисленные отпечатки раковин иноцерамов, близкие к Inoceramus cardissoides Goldf. В мергелях, перекрывающих губковый горизонт у хут. Булековского, в логу Дубовом, и залегающих в подошве «хоперского горизонта», им встречены Actinocamax verus Miller var. fragilis Arkh., Belemnitella praecursor Stolley, а у хут. Лобачевского, в логу Дубовом, и у хут. Собацкого в опоках и глинах «хоперского горизонта» дополнительно к перечисленным выше — Pteria tenuicostata Roem. Нами в 1955 г. у с. Старая Криуша в глинах «хоперского горизонта» встречена Belemnitella praecursor Stolley, а в мергелях, подстилающих «хоперский горизонт», в их нижней части (губковый горизонт),— Inoceramus cardissoides Goldf. В скважине у с. Переволочного в мергелях, подстилающих «хоперский горизонт», обнаружена микрофауна верхнего сантона. В подрудных песках у хут. Нижне-Соинского нами найдены Actinocamax primus Miller и Ac. cf. plenus Blainv. Н. Т. Зонов в работе 1939 г. приводил из «хоперского горизонта» бассейна р. Хопра, не давая точной привязки, Chlamys cf. prestwichi Morr. и Lima sp.

Несмотря на скудность обнаруженной фауны как из «хоперского горизонта», так и из подстилающих пород бассейна р. Хопра, все же достоверно можно говорить, что «хоперский горизонт» в некоторых пунктах (хут. Нижне-Соинский) отвечает по своему положению в разрезе сеноманскому ярусу или нижней части туронского. Этому не противоречит и обнаруженный в них Зоновым Ptichodus mammilaris Ag., так как эта форма, по данным А. Д. Архангельского (1912), характерная для всего верхнего мела, не чужда верхним горизонтам сеноманского и нижней части туронского ярусов (бассейн р. Медведицы, Саратовское Поволжье). Наличие Pecten cf. cretosus Defr., отмеченного В. И. Курлаевым у хут. Нижне-Соинского в пластовых фосфоритах, залегающих выше песков, несмотря на неточные определения, не противоречит их возможной принадлежности к верхам сеномана или низам турона, так как этот вид, свойственный для всего верхнего мела, встречается и в сеномане (А. Я. Дубинский, 1959).

Несомненна принадлежность пород «хоперского горизонта» к нижнему сантону там, где в мергелях (с. Старая Криуша) непосредственно под «хоперским горизонтом» и в самом «хоперском горизонте» (хут. Бесплемяновский), залегающем на губковом горизонте сантона, встречены Inoceramus cardissoides Goldf. — зональная форма нижнего сантона. Это согласуется и с фауной, которая была обнаружена В. И. Курлаевым ниже «хоперского горизонта» у хуторов Лобачевского и Собацкого.

Имеются и фаунистические доказательства о залегании «хоперского горизонта» на породах верхнего сантона (зона Pteria tenuicostata, села Н. Криуша, Переволочное). У первого пункта ниже «хоперского горизонта» В. Н. Красильниковым (1934) встречена Pteria tenuicostata Roem., а нами в рудном горизонте — Belemnitella praecursor Stolley, а в с. Переволочном в нижней части слабокарбонатных глин «хоперского горизонта» и в подстилающих их мергелях обнаружен комплекс фораминифер: Anomalina stelligera Marie, Eponides biconvexus Marie, Cibicides epixdalensis Brotzen, C. excavatus Brotzen и других, характерных для верхнего сантона. Вся остальная фауна, приводимая разными исследователями из пород «хоперского горизонта», определенная до рода или вида, но с использованием правил открытой номенклатуры, только подкрепляет верхнемеловой возраст «хоперского горизонта» и не более.

Таким образом, взаимоотношение пород «хоперского горизонта» с подстилающими отложениями и комплекс фауны, сопровождающий и те и другие образования, свидетельствуют о разновозрастности «хоперского горизонта» в районе его выделения. Этот вывод получает свое подтверждение в более западных районах развития «хоперского горизонта».

О «хоперском горизонте», развитом западнее бассейна р. Хопра

Для данной территории можно говорить о развитии «хоперского горизонта» не только по породам кампанского, маастрихтского, но и сантонского, туронского и сеноманского ярусов верхнего мела, а возможно, и более древним отложениям (рис. 1).

В окрестностях городов Костюковичи, Ершичи, Курск, Щигры, с. В. Турово на разных горизонтах сеноманских песков, турон-коньякского писчего мела залегают тесно связанные с ним разнообразные, преимущественно темно-серые и пестрые, часто ожелезненные глины. Несколько южнее, в полосе г. Льгов — с. Медвенка — г. Старый Оскол — с. Репьевка — с. Красное — г. Богучар — с. Коротояк — с. Каменка — ст. Бутурлиновка, «хоперский

горизонт», представленный фосфатными кремнистыми и трепеловидными глинами с подчиненными прослоями и линзами бурых железняков и пластовых фосфоритов, залегает на разных горизонтах коньякского и сантонского ярусов.

В более широкой полосе, расположенной еще южнее, с. Радичево (р. Десна) — г. Рыльск (р. Сейм) — г. Сумы — с. Ракитное — с. Ивня — г. Белгород — ст. Кантемировка — станицы Вешенская и Чернышевская эти породы переходят на разные горизонты писчего мела и мелоподобные мергели верхнего сантона, кампанского и маастрихтского ярусов. К этой полосе относятся известные участки распространения «хоперского горизонта» (Деснянский, Рыльский, Ивнянский), подробное описание которых дано И. Кобецким, Н. Т. Зоновым (рис. 1).

Южнее, в осевой части Днепровско-Донецкой впадины, скважинами вскрываются также глины, развитые по мел-мергельным породам маастрихта. Наибольшее количество их выходов зафиксировано по бассейнам рек Деркул, Калитва и Айдар. Всюду кровлей «хоперского горизонта» являются палеогеновые отложения. Так, в скважине в окрестностях с. Артемовки Ершичского района Смоленской области ниже галечника подошвы палеогена были вскрыты глины мощностью до 0,5 м. Ниже эти глины, опесчаниваясь, переходят постепенно в глауконитово-кварцевые известковистые пески с фосфоритами («сурка») сеноманского яруса. Юго-восточнее г. Ершичи (с. Сосновка) также отмечены темно-серые пластичные глины, залегающие на резко ожелезненном дымчато-светло-сером окремненном мелу с туронской микрофауной: Gyroidina micheliniana Orb., Cibicides pollippophes (Reuss), Volvulineria lenticula (Reuss), Arenobulimina obliqua (Orb.), Bulimina reussi Morosova и др. В районе с. Мацилевки, в 20 *км* юго-восточнее г. Костюковичи (скв. 37), такого типа глины, тесно связанные с подстилающими породами, залегают на писчем мелу с кампанской микрофауной.

В Стародубском районе Брянской области как в обнажениях, так и скважинах встречены фосфатные глины, а местами глины с гнездами и тонкими линзами мелоподобных мергелей мощностью до 0,2—0,5 *м*, переходящие в мел кампанского яруса. Южнее приведенных пунктов находятся известные выходы «хоперского горизонта» по р. Десне от г. Новгород-Северска до с. Буженки. Здесь так же, как и севернее, выше писчего мела кампанского и маастрихтского ярусов, во многих пунктах наблюдались под фосфоритовым галечником подошвы палеогена серые и темно-серые, местами окремненные и ожелезненные, слегка карбонатные глины мощностью от 0,1 до 1,2 *м*.

Н. Т. Зонов (1941) об этом районе писал, что в бассейне р. Десны нижнехоперский горизонт представлен (с. Радищево) фосфатными глинами, нередко сильноизвестковистыми (0,2—0,4 *м*), с Terebratula sp., Pecten sp., Serpula sp., иглами морских ежей и микрофауной. Из микрофауны этого района Б. М. Келлером определены около с. Радищево (овраги Шелковицы и Гай): Bolivina incrassata (Reuss), Miliolina sp., Cristellaria sp., Eponides sp., Gumbelina sp., а в окрестностях дер. Свердловки (овраг Кулиниченков) — более 20 видов, среди них: Bolivina incrassata (Reuss), Cibicides voltzianus (Orb.), Gyroidina exculpta (Reuss), Anomalina pertusa (Marsson), Cibicides bembix (Marsson), Heterostomella convergens Keller, Orbigina ovata Hagenov, Or. simplex (Reuss), Or. sanderi (Reuss), Arenobulimina preslyi (Reuss), Ataxophragmium variabile (Orb.), At. crassa (Orb.), Spiroplectammina rosula (Ehrenb.). В том же слое Н. Т. Зоновым встречены Belemnitella ex gr. lanceolata Schloth.

Таким образом, весь комплекс макро- и микрофауны является маастрихтским или верхнекампанским и одинаков с микрофауной подстилающих пород в этом районе. Н. Т. Зонов, в противоположность Б. М. Келлеру, считал, что макро- и микрофауна в этих породах перемыта, так как, по его мнению, «хоперский горизонт» обязательно должен залегать с размывом на верхнемеловых породах, вопреки фактам постепенного перехода карбонатных глин в нижележащие кампан-маастрихтские мергели и мел.

Такая же закономерность во взаимоотношениях «хоперского горизонта» наблюдается с севера на юг по линии г. Курск — с. Ивня — г. Сумы — г. Белгород — г. Щигры — г. Старый Оскол — ст. Валуйки и по линии г. Землянск — г. Нижнедевицк — с. Репьевка — г. Россошь — ст. Кантемировка (рис. 1).

В северной части рассматриваемой области «хоперский горизонт» развит на разных, хорошо фаунистически охарактеризованных горизонтах — турон-коньякских, а южнее — сантонских, кампанских и маастрихтских отложениях. Так, в бассейне р. Сейма в нежелваковых фосфоритах «хоперского горизонта» Н. Т. Зоновым (1939) были встречены Lima sp., Pecten sp., Nodosaria sp., мшанки, иглы морских ежей, членики криноидей и чешуя рыб, а у с. Мирополья (р. Псел) — ростры Belemnitella sp.

Н. Т. Зонов, не учитывая фактов постепен-

ного перехода «хоперского горизонта» в нижележащие слои, а придерживаясь взгляда о перерыве между нижним маастрихтом и «хоперским горизонтом», несмотря на наличие в нем Belemnitella sp., относил его к датскому возрасту. В 1941 г. он писал, что факту нахождения в этих слоях Belemnitella sp. мы пока, до новых находок, не придаем решающего значения, так как не исключена возможность, что эти ростры были вымыты из нижележащих отложений маастрихта, хотя следует подчеркнуть, что даже малейшие признаки окатанности в них отсутствуют.

По нашим наблюдениям, в районе с. Мирополья фосфатные глины и опоки (мощностью до 0,3 *м*), из которых обнаружена Belemnitella sp., теснейшим образом связаны с подстилающим мелом маастрихтского яруса с Belemnitella lanceolata Schloth.

В бассейне р. Оскола имеется несколько пунктов (скважины в окрестностях хут. Круглый, с. Ивановка), где железные руды, охры, глины и трепелы располагаются на разных стратиграфических уровнях сантонских и кампанских отложений (рис. 1). Так, у южной окраины с. Ст. Уколово Новооскольского района Белгородской области в глубокой промоине наблюдается следующий разрез:

Эоцен (сергеевская свита)

1. Песок зеленовато-серый, глауконитово-кварцевый, мелко- и среднезернистый, в подошве с многочисленной галькой кварца и кремня. Он залегает на размытой поверхности нижележащих пород . . . . . 0,3 м.

«Хоперский горизонт»

2. Глина опоковидная, трепеловидная, местами переходит в рыхлый белый трепел. . . . . 0,2—0,3 м.
3. Бурый железняк, окремнелый . . . . . 0,2 м.
4. Глина зеленовато-серая, кремнистая . 0,1—0,15 м.
5. Бурый железняк, массивный, переходящий в жеодистую разность . . . . . 0,2—4 м.
6. Глина зеленовато-серая, свегло-серая, постепенно переходящая в мергель . . . . . 0,05—0,6 м.

Верхний мел (сантонский ярус)

7. Мергель плитчатый, слегка окремнелый.

В скв. 350 (левый берег р. Оскола, близ с. Ивановки) ниже палеогена вскрыты:

«Хоперский горизонт»

1. Глина зеленовато-серая, пластичная, сланцевая. . . . . 0,05 м.
2. Глина светло-серая, при выветривании белая, трепеловидная . . . . . 8,5 м.
3. Глина светло-серая, слегка известковая . 1,5 м.
4. Бурый железняк, глинистый, местами переходит в охристую глину . . . . . 1 м.

Верхний мел (кампанский ярус)

5. Мергель мелоподобный . . . . . 10—15 м.

На правом берегу Дона в верховье оврага правого склона балки Красногоровской (против с. Красногоровки), в 1,5 *км* выше ее устья, ниже галечника подошвы палеогеновых отложений описан следующий разрез:

«Хоперский горизонт»

1. Глина зеленовато-серая, алевритистая, с мелкими обломками и крошкой кремнистой породы . 0,02—0,1 м.
2. Глина серая, с розоватым и коричневатым оттенком, вязкая, слегка алевритистая. В нижней части глина содержит реликты неизмененного нижележащего мергеля, в который она постепенно переходит 0,2—0,4 м.

Верхний мел (сантонский ярус)

3. Мергель . . . . . 7 м.
4. Губковый горизонт . . . . . 0,5—0,8 м.

Верхний мел (туронский ярус)

5. Мел белый писчий . . . . . 5 м.

Таким образом, бассейны рек Десна, Сейм, Ворскла, Псел, Сев. Донец и правого берега Дона не дают данных о наличии галечникового или песчаного материала в подошве «хоперского горизонта», хотя в общей характеристике, отвлеченной от фактического материала, у Зонова имеются указания об их наличии и перерыве между «хоперским горизонтом» и верхним мелом. Представления о трансгрессивном залегании «хоперского горизонта» и о наличии в подошве его галечников, песчаного материала или признаков размыва на всей территории, расположенной западнее Дона, лишены какого-либо основания и не подтверждаются фактическим материалом наших исследований.

Многолетние наблюдения над взаимоотношением пород «хоперского горизонта» с подстилающими отложениями верхнего мела от бассейна р. Десны на западе до бассейна рек Хопер и Чир на востоке показали, что ни в одном обнажении, ни в одной скважине, которые вскрывают пограничные отложения мела и «хоперского горизонта» (более 300 точек наблюдения), нет никаких признаков наличия перерыва между породами верхнего мела и «хоперского горизонта». Повсеместно наблюдается постепенный переход между ними.

Характер взаимоотношения этих пород с подстилающими отложениями, их литологический, минералогический состав и структурно-текстурные особенности не оставляют сомнения в том, что мы имеем дело с корой выветривания по карбонатным породам верхнего мела. Это подтверждается постепенным переходом данных пород в нижележащие карбонатные отложения и наличием остаточных текстур и структур. На это же указывает близость минералогического состава и терригенной составляющей к подстилающим и замещающим их по простиранию породам и, главное, присутствие среди них бокситов, высокоглиноземистых (аллофановых, монтмориллонитовых, каолиновых) и доломитизированных глин, охр, сидеритов, бурых железняков и марганцовистых конкреций, нередко с реликтами неизмененных материнских пород (мел-мер-

гель, фосфоритовые желваки). Для «хоперского горизонта» характерно отсутствие каких-либо признаков переотложения, а также карбонатности, слоистости (кроме реликтовой). Ему свойственна повышенная фосфатность и обогащенность гумусовым веществом. Эти факты известны давно, и многими геологами (до работ Н. Х. Платонова и Н. Т. Зонова) правильно интерпретировались. По-видимому, наличие среди этих пород пластовых фосфоритов, отчасти сидеритов, а в некоторых случаях реликтовых фосфоритовых желваков и галек и якобы перемытой фауны склонило большинство исследователей к признанию их морского генезиса, а отсюда и к выделению этих пород в качестве самостоятельного стратиграфического горизонта, а наличие разновозрастной фауны — к различной датировке их возраста.

Фауна, встреченная в «хоперском горизонте», не является переотложенной. Она указывает на возраст тех горизонтов верхнемеловых пород, которые впоследствии в значительной степени были изменены процессами эпигенезиса и ошибочно приняты за самостоятельный стратиграфический «хоперский горизонт». По нашему мнению, приведенных доводов вполне достаточно, чтобы сделать вывод, что «хоперский горизонт» в понимании Н. Х. Платонова, Н. Т. Зонова и В. И. Курлаева не может быть самостоятельным стратиграфическим горизонтом, отвечающим строго определенному этапу морского бассейна и фауны, а является продуктом глубокого, в основном эпиконтинентального, физико-химического изменения верхней части различных стратиграфических горизонтов карбонатных пород верхнего мела. Поэтому мы считаем, что Н. Х. Платонов, В. И. Курлаев, а отчасти и Н. Т. Зонов были правы в определении возраста не «хоперского горизонта», а тех горизонтов верхнемеловых пород, которые были изменены процессами эпигенезиса.

В связи с этим однозначно решается вопрос о возрасте коры выветривания. Она развита по маастрихтским породам, перекрывается верхнепалеоценовыми отложениями. Ее возраст может находиться, как это правильно подметили Н. Т. Зонов, А. А. Дубянский, Р. И. Горецкий, А. Л. Яншин и другие, в пределах от верхнего маастрихтского до монского (нижний палеоцен) веков. Иначе он падает на конец верхнего мела и начало палеоцена — на время длительного, хорошо известного континентального перерыва между верхним мелом и палеогеном.

Прямым доказательством того, что кора выветривания была уже сформирована до верхнего палеоцена, служит наличие в его подошве галек белых фосфоритов, трепеловидных окремнелых фосфатных глин и кремней, характерных для пород коры выветривания, и окатанных ядер верхнемеловой фауны.

Некоторые общие сведения о коре выветривания по верхнемеловым отложениям Воронежской антеклизы

Кора выветривания в пределах Воронежской антеклизы распространена повсеместно, за исключением участков, где она размыта в более позднее время и является площадной. В основном она развита по карбонатным породам верхнего мела, но не исключена возможность ее развития в северной части антеклизы по более древним отложениям, перекрытым палеогеновыми и неоген-четвертичными образованиями. В этих районах во многих местах в кровле мезозойских и палеозойских отложений залегают разнообразные ожелезненные пестроцветные глины, близкие по своему типу к коре выветривания более южных районов, возраст и генезис которых остаются неясными. В связи с этим пока приходится ограничивать распространение коры выветривания хоперского типа только участками, где она развита по породам верхнего мела и перекрывается палеогеновыми отложениями. Современное распространение ее показано на рис. 2.

В результате изучения литературы о пограничных слоях верхнего мела и палеогена за пределами рассматриваемой территории (Белоруссия, Поволжье, северо-западный Донбасс) мы пришли к выводу, что кора выветривания хоперского типа по верхнемеловым породам развита и в этих областях. О развитии коры выветривания в Белоруссии есть сведения в работах С. С. Манькина (1959), на Украине — М. Н. Клюшникова (1963), в северо-западной части Донбасса — у А. Борисяка (1905), в среднем Поволжье — у Н. Т. Зонова (1932) и А. И. Кукуева (1960). Более того, она известна на всех континентах земного шара. Этот тип коры выветривания весьма близок к корам выветривания по карбонатным породам девонских и каменноугольных отложений Русской плиты, с которыми, по нашим представлениям, связаны тульские и липецкие железные руды и сопровождающие их разнообразные глины.

Характерной особенностью коры выветривания, во-первых, является то, что ей повсюду подошвой служит карбонатная порода (мел, мергель, известковистые пески, алевриты, алевролиты) независимо от стратиграфического горизонта, к которому она принадлежит. Во-вторых, все образования, относящиеся к ней, представлены некарбонатными или в ред-

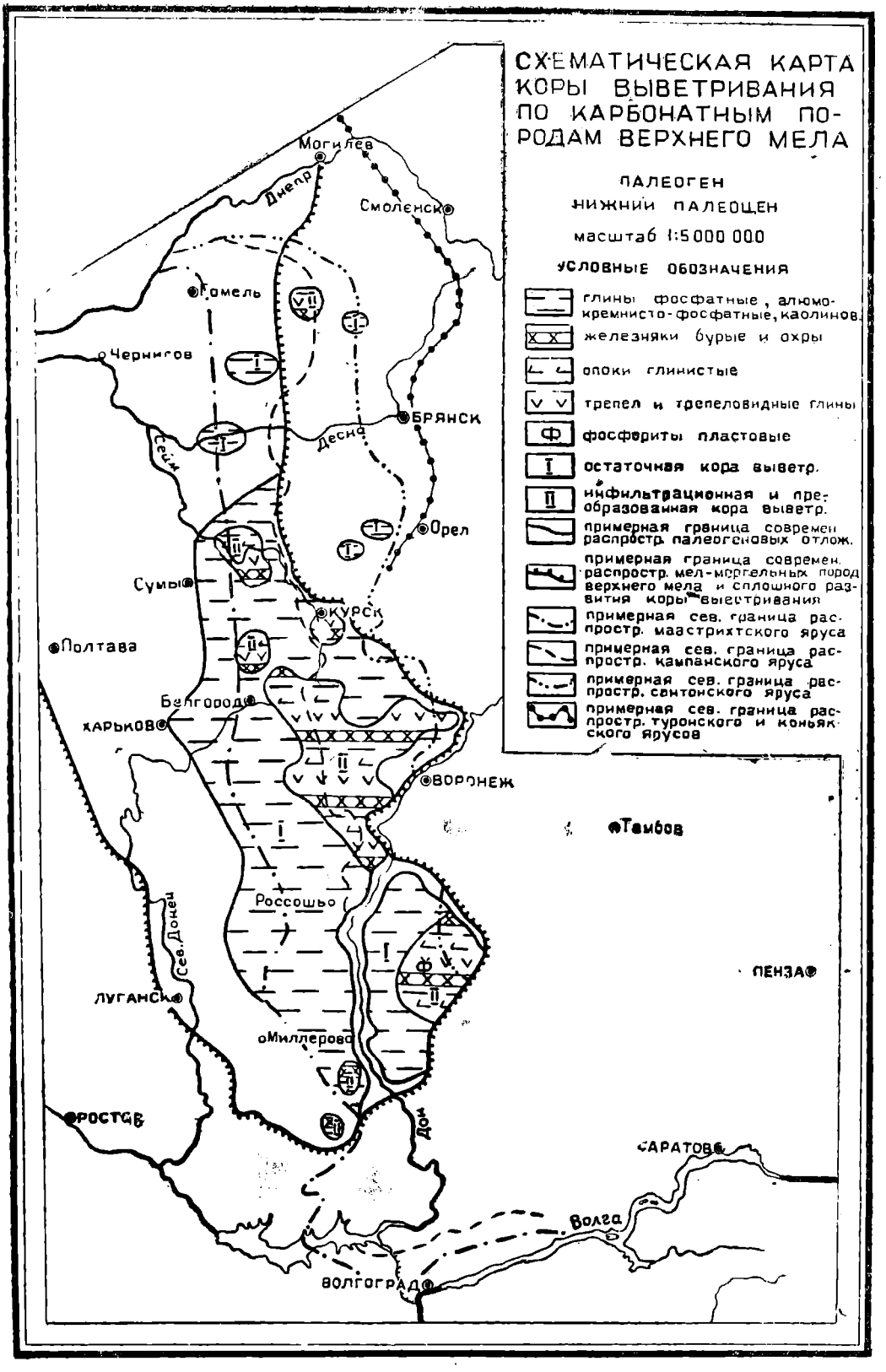

СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПО КАРБОНАТНЫМ ПОРОДАМ ВЕРХНЕГО МЕЛА
ПАЛЕОГЕН
НИЖНИЙ ПАЛЕОЦЕН
масштаб 1:5 000 000
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ
глины фосфатные, алюмокремнисто-фосфатные, каолинов.
железняки бурые и охры
опоки глинистые
трепел и трепеловидные глины
фосфориты пластовые
остаточная кора выветр.
инфильтрационная и преобразованная кора выветр.
примерная граница современ. распростр. палеогеновых отлож.
примерная граница современ. распростр. мел-мергельных пород верхнего мела и сплошного развития коры выветривания
примерная сев. граница распростр. маастрихтского яруса
примерная сев. граница распростр. кампанского яруса
примерная сев. граница распростр. сантонского яруса
примерная сев. граница распростр. туронского и коньякского ярусов
Могилев
Днепр
Смоленск
Гомель
Чернигов
Брянск
Десна
Сейм
Орел
Сумы
Курск
Полтава
Белгород
Харьков
Воронеж
Тамбов
Россошь
Сев. Донец
Пенза
Луганск
Миллерово
Ростов
Дон
Саратов
Волга
Волгоград

Рис. 2.

ких случаях слабокарбонатными кремнистыми породами. Карбонатность отмечается лишь в нижней части ее, которая непосредственно контактирует с подстилающими мел-мергельными породами верхнего мела. Слабая карбонатность в отдельных пунктах отмечается по всей толще пород коры выветривания, но только в тех случаях, когда отложения верхней части верхнего мела в меньшей степени подверглись процессам выветривания.

Наибольшая интенсивность изменения исходных пород верхнего мела приурочена к их верхней части, залегающей под палеогеном. Интенсивность изменения пород в общем случае закономерно уменьшается сверху вниз по разрезу от резко измененных пород в кровле к слабо измененным в подошве, т. е. к переходной зоне, к неизмененным исходным материнским породам. Местами наблюдается как бы переслаивание или пятнистое распределение резко измененных пород с менее измененными. Такие случаи, как правило, наблюдаются в местах развития мергельных толщ сантонских отложений, которые по текстурно-структурным особенностям разнородны (слоистые) и поэтому неодинаково реагируют на наложенные процессы эпигенеза.

Мощность коры выветривания находится в прямой зависимости от степени размыва ее палеогеновыми трансгрессиями и рельефа предпалеогеновой поверхности.

Третьей особенностью пород выветривания является близость минералогического, гранулометрического составов и текстурно-структурных особенностей их материнским исходным породам, по которым образовалась кора выветривания. На эту особенность указывали все более ранние исследователи.

Максимальная мощность пластовых фосфоритов и повышенная фосфатность железняков и сопровождающих их глин тяготеют к пунктам развития коры выветривания по фосфоритово-галечниковому горизонту, или фосфоритоносным пескам сеноманского, фосфоритоносному песчанистому мелу туронского ярусов (хуторы Безымянный, Нижне-Соинский, Венчаковский, Лобачевский), или по фосфоритово-губковому горизонту нижней части сантонского яруса (хут. Кривовский, южная окраина хут. Лобачевского).

Повышенная фосфатность глин и наличие среди них тонких прослоев и линз фосфоритов обнаруживаются в верхней части коры выветривания по мел-мергельным породам кампанского и маастрихтского ярусов (бассейны рек Псел, Сейм, Десна), перекрытой непосредственно палеогеном. Здесь, по данным химического анализа, наблюдается повышенная фосфатность мела и мергелей, подстилающих ко ру выветривания. Кроме того, в этих места отмечается значительная фосфатность, а иног да наличие прослоев фосфоритовых желвако в породах палеогена, перекрывающих кор выветривания. Вероятно, с этими особенностя ми и связана повышенная фосфатность поро коры выветривания.

По текстурным и структурным особенностям бурые железняки, как уже отмечалось ранее очень близки к подстилающим породам. Чи стые плотные массивные разности бурых же лезняков, без наличия кластогенного мате риала, наибольшей мощности приурочиваются к местам развития их по чистому писчему ме лу туронского и коньякского ярусов (бассейн р. Хопра) и по мелу и мелоподобным поро дам кампанского и маастрихтского ярусов (бассейн р. Псел). Разнообразные глины, со провождающие бурые железняки, также не со держат песчаного материала.

Кроме того, значительные линзы бурых железняков тяготеют к карбонатным алевролитам сеноманского (бассейн р. Хопра — у хуторов Нижне-Соинский, Лобачевский, Носов) и сантонского (бассейн р. Псёл — села Гочево, Зеленый Гай) ярусов. Но в данном случае бурые железняки представляют отдельные крупные линзы и содержат значительное количество терригенового — кварцевого материала. К мергелям и известковистым глинам различного возраста тяготеют разнообразные по минералогическому составу слегка фосфатные и ожелезненные глины относительно небольшой мощности и кремнистые породы (опоки, кремни, трепеловидные и бокситовидные глины и трепелы). Они содержат в незначительном количестве обломочный материал.

К чистому писчему мелу и мелоподобным мергелям также приурочиваются чистые трепеловидные и бокситоподобные глины и вообще глины с повышенным содержанием глинозема — бейделлитовые, аллофановые и другие (села Переволочное, Уколово, Ивановка и т. д.).

Подмечено, что наиболее глубоким изменениям (физико-химическим) подвергаются мел, мелоподобные мергели, менее глубоким — мергели, глины, алевролиты и алевриты. Кроме того, более значительным физико-химическим изменениям и на большую глубину подвержены породы верхнего мела в зонах предпалеогеновых, а также послепалеогеновых поднятий, повышенной трещиноватости и карбонатообразования (бассейны Хопра и правобережья Дона) и наиболее приподнятых северных частях моноклинали, сложенной верхнемеловыми отложениями (рис. 2).

Мощные прослои и линзы бурых железняков и белых пластовых фосфоритов наблюдаются на участках (бассейны Хопра и Псела), где кора выветривания перекрывается более древними палеогеновыми отложениями (верхний палеоцен — средний эоцен). На площадях перекрытия верхнеэоценовыми отложениями бурые железняки и пластовые фосфориты имеют подчиненное значение, здесь широко развиты кремнистые породы (опоки, трепелы и разнообразные по составу глины). Эти же участки характеризуются, как правило, резким изменением мощностей коры выветривания, что, очевидно, связано с большим размывом в предверхнеэоценовое время.

Таким образом, литологические типы и разные мощности коры выветривания обусловлены всей совокупностью физико-географических условий формирования (литологический состав пород, рельеф, тектонические особенности, климат и т. д.).

Комплексный метод изучения (биостратиграфический, геоморфологический, тектонический, петрографо-минералогический и палеогеографический) приводит к выводу о наличии в доверхнепалеоценовой коре выветривания Воронежской антеклизы всех основных разновидностей, выделенных И. И. Гинзбургом (1963).

Широкое распространение имеют остаточная и размытая, локальное — инфильтрационная и преобразованная, а в исключительно редких случаях — переотложенная коры выветривания (рис. 2).

К остаточной и размытой корам выветривания мы относим алюмокремнистые, слегка фосфатные глины, часто с реликтами материнских пород, выстилающих на обширных площадях волнистую поверхность допалеогеновых выровненных водораздельных плато, сложенных мел-мергельными породами. По структурным и текстурным особенностям они очень близки к подстилающим их материнским породам и не имеют ярких следов преобразования наложенными процессами. Мощность этих кор небольшая — от 0 до 5 *м*.

Инфильтрационная и преобразованная коры широко развиты по плоским понижениям допалеогеновых водораздельных плато и склонов, осложненных в более позднее время карстом. Эти коры выветривания представлены более разнообразным по составу комплексом пород. Здесь развиты не только глины, близкие по составу к остаточной и размытой корам, но и бокситы, бокситоподобные и высокоглиноземистые (аллофановые) и каолинитовые глины. Возможно, эти породы отвечают верхней зоне остаточной коры выветривания. Среди них сохранились местами участки трепеловидных глин и чистых трепелов. Кроме того, к ним приурочены линзы и прослои охр, бурых железняков и белых пластовых фосфоритов. Эти разновидности кор выветривания развиты в бассейнах среднего течения Хопра, Подгорной и Псела (с. Ивня), Оскола (с. Ивановка, сл. Веселая, с. Гочево).

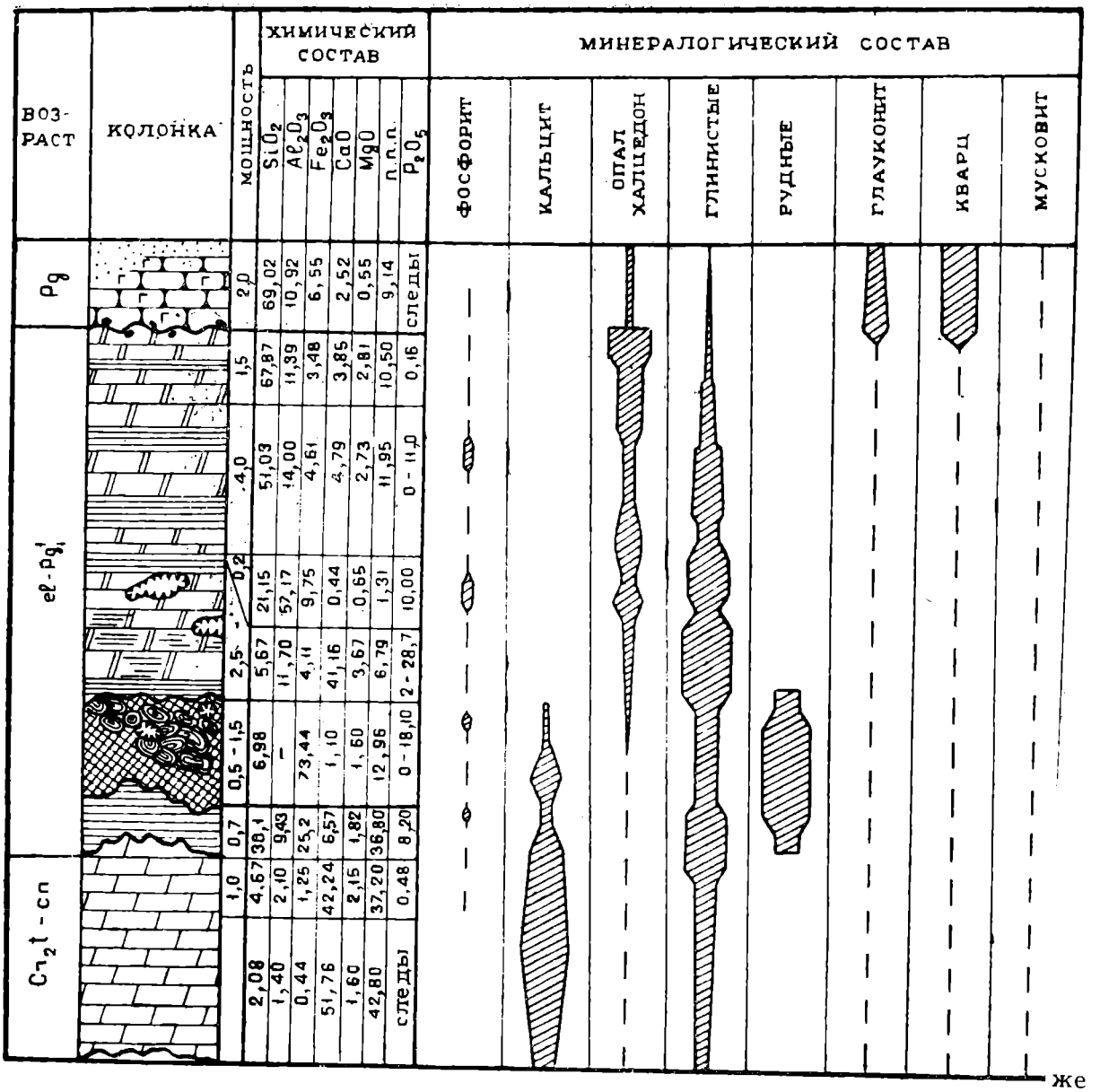
К преобразованным корам ближе всего участки развития коры выветривания с сильным окремнением, опализацией как коры выветривания, так и материнских пород. К данной разновидности, очевидно, относятся и участки развития трепелов и трепеловидных глин по карбонатным породам верхнего мела. В некоторых случаях трудно, а порой невозможно различить эти две близкие по типу разновидности кор выветривания. Отнести их к инфильтрационным или наложенным типам кор выветривания не представляется возможным.

В генетическом отношении почти все разновидности кор ближе всего (по наличию бокситов и бокситоподобных глин) стоят к латеритному типу в зоне субтропического климата. В минералого-литологическом, химическом отношении эти породы изучены неравномерно. Относительно неплохо изучен химический и литологический состав бурых железняков и пластовых фосфоритов бассейна р. Хопра и совершенно не изучены как те, так и другие на всей остальной территории их развития. Поэтому сделать безусловные выводы о деталях генезиса этих кор, стадийности их формирования и источниках поступления различных минеральных компонентов при настоящей их почти полной неизученности в петрографо-минералогическом и геохимическом отношении не представляется возможным. Выяснение этих вопросов не входило в нашу задачу: они являются самостоятельными и должны быть решены специалистами, работающими в этой области.

Однако за последнее время нами совместно с Б. В. Аскоченским были описаны и отобраны послойные образцы из полного профиля коры выветривания в двух пунктах — хут. Лобачевском (табл. 1) и с. Истобном (табл. 2) [1].

Данные табл. 1 и 2 показывают, что источником накопления в значительных количествах Al_2O_3, P_2O_5, MgO и других компонентов в коре выветривания могли служить в основном материнские породы (писчий мел, мергели и карбонатные алевриты с фосфоритами). Они в неизмененном виде содержат эти минералообразования. Возможно, часть окислов железа так-

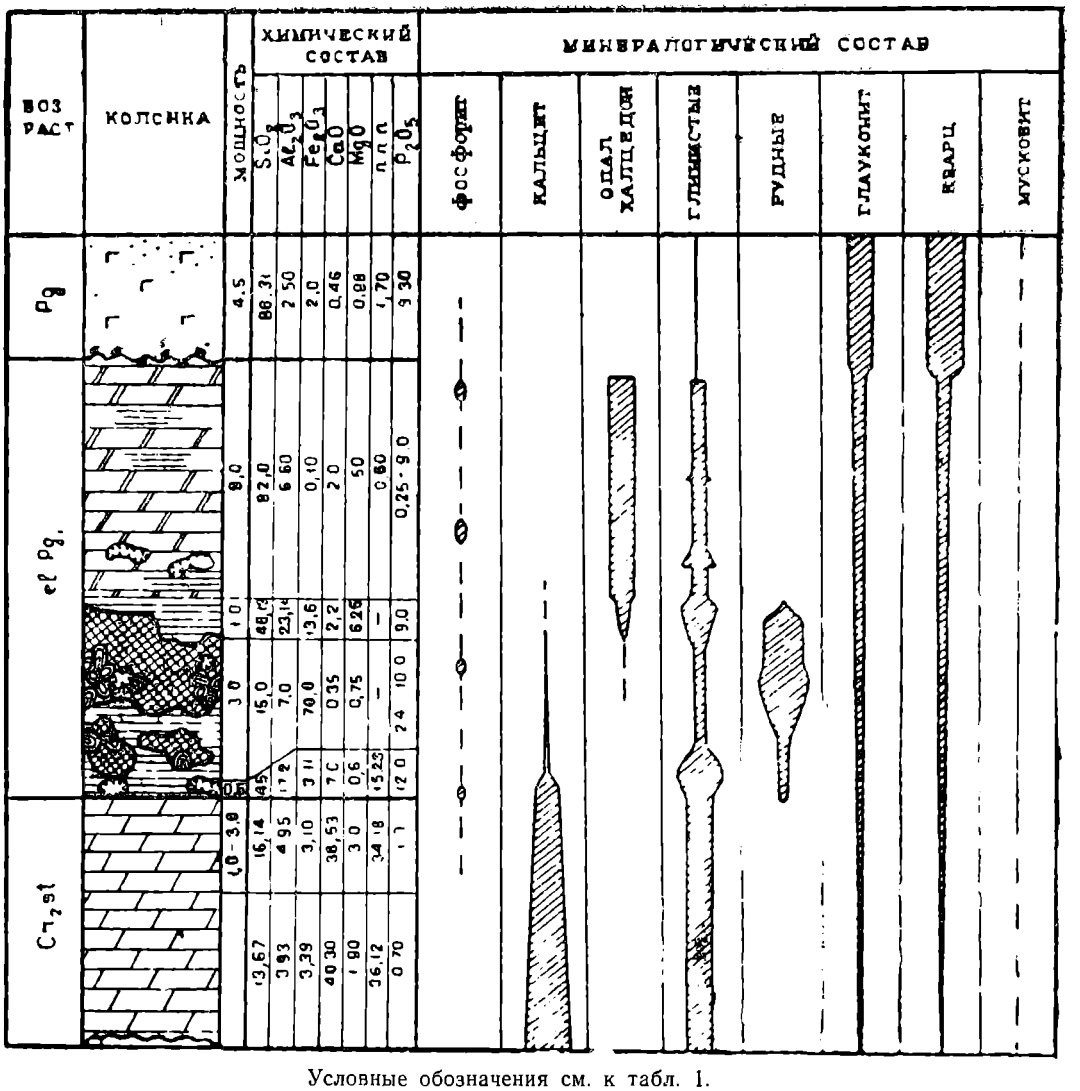
[1] Все образцы в петрографо-минералогическом отношении изучены Б. В. Аскоченским. Химические, гранулометрические анализы проведены в лаборатории ВСХИ.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- глауконитовый песчаник
- галька
- опоки
- глины
- бурый железняк
- жеодистый бурый железняк
- белые фосфориты
- мергели

Таблица 2



Условные обозначения см. к табл. 1.

же была заимствована из материнских пород. Большая часть окислов железа и кремнезема, по-видимому, связана с привносом водными растворами (просачивание сверху, грунтовые воды) и последующим пропитыванием, возможно, метасоматозом как пород остаточной коры выветривания, так и материнских образований.

Очевидно, часть фосфатных соединений принесена в кору выветривания и материнские породы (образование «поливы») из морских вод палеогенового бассейна. Осадки палеогена, которые соприкасаются с породами коры выветривания и материнскими породами, являются фосфатными.

По-видимому, с первой стадией выветривания связано выщелачивание и вынос карбонатных солей из мела, мергелей, карбонатных алевритов и образование глин как нерастворимого остатка карбонатных пород. На второй стадии происходило разложение алюмосиликатов глин и алюможелезистых фосфатов, а также концентрация полуторных окислов P_2O_5, Fe_2O_3, Al_2O_3 в более глубоких горизонтах коры выветривания. Вероятно, с этой стадией и связано формирование основного профиля остаточной коры выветривания. Третья стадия характеризуется наложенными процессами, которые в значительной степени видоизменили не только породы остаточной коры выветривания, но и материнские породы. С этой стадией связан привнос окислов желе-

за плоскостными инфильтрующимися и грунтовыми водами из верхней зоны коры выветривания более высоких мест в более низкие, пропитывание и метасоматоз коры выветривания и материнских пород, частичное перераспределение отдельных компонентов внутри пород этой коры. С указанным процессом связано образование бурых железняков. Они часто содержат отдельные участки материнских пород и пород коры выветривания (белые пластовые фосфориты, бокситы, трепеловидные и другие глины и даже мел или мергель) и приурочены к приконтактовой зоне карбонатных и некарбонатных пород.

Образование пластовых фосфоритов, вернее отдельных линз и прослоев, очевидно, связано в основном с первой и второй стадиями формирования коры выветривания. Накопление их скорее всего обусловлено концентрацией рассеянных фосфатов и разложением желваковых фосфоритов, находящихся в значительных количествах в мергелях, мелу, «сурке» и карбонатных песках, за счет выноса карбонатов и других более легко растворимых соединений. Не исключена возможность наличия в самих материнских породах («сурка», губковофосфоритовый горизонт) пластовых или промежуточных фосфоритов (Н. М. Страхов, 1963).

Таким образом, белые пластовые фосфориты в профиле коры выветривания образовались за счет фосфатного материала, находящегося в материнских породах. В верхних слоях коры выветривания повышенная фосфоритоносность и образование фосфатной корки (белые пластовые фосфориты), вероятно, обусловлены пропитыванием ее, а местами неизмененного мела и мергеля придонными водами палеогеновых морей, обогащенных фосфатными соединениями. Так как окремнению подвержены почти все породы верхней части коры выветривания, а местами и материнские породы, то естественно предположить, что этот процесс произошел за счет привноса кремнистых соединений грунтовыми водами и пропитывания ими всех пород в последнюю стадию формирования коры выветривания. Процесс преобразования первичной и остаточной кор выветривания и подстилающих их материнских пород шел с начала ее образования и продолжается в настоящее время. Таким образом, кора выветривания по карбонатным отложениям верхнего мела близка по своему типу и генезису к корам выветривания по различным породам, описанным Г. Бергом (1922), В. Грехемом (1926), И. И. Гинзбургом (1954—1963), Г. В. Вахрушевым (1949), Г. И. Бушинским (1952) и др.

О датских или монто-датских отложениях окрестностей г. Сумы (сл. Лука)

На рассматриваемой территории фаунистически охарактеризованные отложения датского яруса отсутствуют. Однако в отдельных пунктах бассейнов рек Сейм, Псел и Лопань скважинами вскрыты карбонатные глины и песчаники, которые мы условно сопоставляем с такого же типа породами разреза окрестностей г. Сумы (сл. Лука). С целью выяснения стратиграфического положения вскрытых скважинами пород нами были исследованы классические разрезы палеогеновых отложений сл. Лука (г. Сумы) по правому берегу Псела. Здесь на меловых породах маастрихтского яруса или на коре выветривания этих отложений с размывом залегают снизу вверх:

Сумская свита

1. Пески зеленовато-серые, во влажном состоянии почти черные, глауконитово-глинистые, с многочисленной галькой фосфоритов, опоковидных песчаников кремня, с окатанными обломками белемнителл и пелециипод 0,3

2. Опоки песчанистые, известковистые, плотные, окрашенные, массивного сложения. В опоках встречается большое количество Ostrea ex gr. sinzovi Netsch., O. ex gr. vesicularis Netsch., Gryphaea antiqua Schwetz., Chlamys ex gr. prestwichi Morr., Lima sp., крупные гладки и хорошо сохранившиеся, видимые простым глазом раковины фораминифер. При микрофаунистическом анализе отсюда определены: Anomalina danica (Brotzen), Cibicides lectus Vassilenko, Anomalina praeacuta Vassilenko, An. ex gr. umbilicatula Mjatluk, An. pertusa Marssova, Allomorphina halli Jennings, Guttulina ipatovcevi Vassilenko, Heterostomella gigantica Subbotina, Pleurostomella convergens (Keller) . . . . . 2,0—2,5

3. Пески зеленовато-серые, карбонатные, глинистые, глауконитово-кварцевые, мелкозернистые, в которых встречаются редкие, неравномерно рассеянные, мелкие по размерам (до 2 см в диаметре) желвачки песчанистых фосфоритов. В песках отмечаются раковины и ядра Ostrea canaliculata Sow., Os. aff. reussi Netsch., Os. cf. subescheri Netsch., Os. postvesicularis Netsch., Gryphaea antiqua Schwetz., зубы: Othodus appendiculatus Ag., Lamna sabulata Ag. (опр. И. Чернецкого) и тот же комплекс фораминифер, что и в подстилающем горизонте опок. Из песков определены: Anomalina danica (Brotzen), An. praeacuta Vassilenko, An. ex gr. umbilicatula Mjatluk, Guttulina ipatovcevi Vassilenko, Pleurostomella convergens (Keller), Cibicides lectus Vassilenko . 0,3

4. Опоки серые, темно-серые, плотные, песчанистые, близкие к опоковидному песчанику. Вскипают с соляной кислотой и содержат несколько обедненный комплекс тех же фораминифер, что и подстилающие опоки и пески. Здесь обнаружены Anomalina danica (Brotzen), An. praeacuta Vassilenko, An. ex gr. umbilicatula Mjatluk, Guttulina ipatovcevi Vassilenko, Allomorphina halli Jennings, Cibicides lectus Vassilenko, Heterostomella gigantica Subbotina . . . . . 0,3—0,

5. Глины серые, бескарбонатные, неравномерно окремнелые, слегка песчанистые, опоковидные с прослоями опоковидных алевролитов. Здесь встречены единичные плохой сохранности фораминиферы, радиолярии, спикулы губок, а в самой верхней части опоковидных глин массовое скопление мелких, плохо сохранившихся пектинид, близких к Chlamys prestwichi Morr. . . . до 4

Выше залегают пески каневской свиты.

Объем и возраст отдельных частей палеогена окрестностей г. Сумы, по данным разных авторов, приведены на рис. 3.

Комплекс микрофауны, как видно из приведенного выше разреза, в нижнем (слои 1, 2) и верхнем горизонтах — его нижней части, песках и опоке (слои 3, 4) — имеет одинаковый видовой состав. Он близок к комплексу В. П. Василенко (1950) для палеоцена с. Хмелево, станицы Тацинской (бассейн р. Быстрой) и палеоцену глубоких частей Украинской впадины, изученному О. К. Каптаренко-Черноусовой (1958). Этот комплекс фораминифер по всему разрезу включает и зональный вид Cibicides lectus Vassilenko. Микрофауна, изученная из всех горизонтов сумской свиты, содержит виды, известные из палеоценовых отложений Крыма, Поволжья и Западной Европы. При тщательном осмотре всех разрезов палеогена в окрестностях г. Сумы не подтвердились указания И. П. Чернецкого о наличии остатков ростров белемнителл в нижнем горизонте опок.

О. К. Каптаренко-Черноусова как для нижнего горизонта опок г. Сумы, так и для покрывающих его песков также приводит одинаковый нижнепалеоценовый комплекс фораминифер. В связи с этим она предлагает нижние опоки и перекрывающие их пески с мелкими фосфоритами (слои 1, 2, 3), т. е. датские слои и нижнюю часть верхнего палеоцена сумского горизонта Клюшникова и других, объединить под общим названием сумской свиты и относить к нижнему палеоцену. От сумского горизонта Клюшникова она отчленяет 0,3 *м* песков (слой 3), содержащих фауну моллюсков верхнего палеоцена, и относит их совместно с нижележащими опоками к нижнему палеоцену.

Нами, как отмечалось выше, в нижней части опок верхнего горизонта (слой 4) обнаружена микрофауна, общая с микрофауной нижнего горизонта опок и песков, включая и зональный вид Cibicides lectus Vassilenko. Изложенный материал свидетельствует о том, что оба опоково-глинистых горизонта разреза г. Сумы по комплексу микро- и макрофауны должны быть отнесены к палеоцену и объединены в свиту под названием сумской, стратотипом которой должен являться разрез окрестностей г. Сумы (сл. Лука).

Микрофауна сумской свиты по видовому составу ближе всего к микрофауне верхнего палеоцена — танетского яруса. Комплекс микрофауны из этих отложений еще настолько мало изучен с биостратиграфической и экологической сторон, что не может в настоящее время служить критерием для отнесения свиты к нижнему или верхнему палеоцену. Он близок к комплексу микрофауны, определенной Ф. Бротценом (1959) из палеоценовых глауконитовых песков Швеции, залегающих с размывом на датском ярусе. Микрофауна из этих песков, по заключению Ф. Бротцена, резко отличается от типичной микрофауны монского яруса. Эти пески и их аналоги он относит к зеландскому ярусу нижнего палеогена.

Микрофауна из зеландского яруса ближе стоит к танетской. О стратиграфическом положении зеландского яруса Швеции мы придерживаемся точки зрения А. Л. Яншина (1953) и считаем, что глауконитовые пески Швеции, из которых была определена микрофауна Ф. Бротценом, относятся к танетскому ярусу верхнего палеоцена. Кроме того, палеогеографическая обстановка в Западной Европе и Европейской части СССР, на наш взгляд, исключает возможность проникновения вод датского и нижнепалеоценового (монского) морей в пределы Украинской синеклизы.

Распределение литофаций и мощностей датских и монских слоев в Западной Европе и на территории Европейской части СССР показывает, что даже в пределах Поволжья и Крымско-Кавказской области они имеют весьма ограниченное распространение и представлены мелководной фацией в связи с общими поднятиями конца верхнемеловой эпохи. Все вместе взятое позволяет считать, что те палеоценовые отложения, которые развиты в пределах Украинской синеклизы (сумская свита), должны отвечать верхнему палеоцену — качинскому (танетскому) ярусу, а не датскому и инкерманскому (монскому) ярусам нижнего палеоцена.

В заключение необходимо остановиться на возрасте галечников и конгломерата, залегающих в основании палеогеновых отложений исследованной территории. А. А. Дубянский (1949) считал, что вероятный их возраст может оказаться датским. Известно, что галечники перекрывают не только маастрихтские отложения, но и кору выветривания по меловым породам и тесно связаны с покрывающими отложениями верхнего палеоцена и эоцена. Основная составная часть галечников и конгломерата — глауконитовые пески или глины, которые по литологическим особенностям и заключенной в них микрофауне, а местами по макрофауне тесно связаны с покрывающими их отложениями верхнего палеоцена и эоцена. Состав пород самих галек неоднороден. Большей частью небольшие по размерам гальки — из опок или опоковидных глин, очень плотных окатанных желваков или обломков глинистых, глинисто-песчанистых, местами белых (г. Рыльск, хут. Зорниковский) фосфоритов. В качестве небольшой примеси встречаются

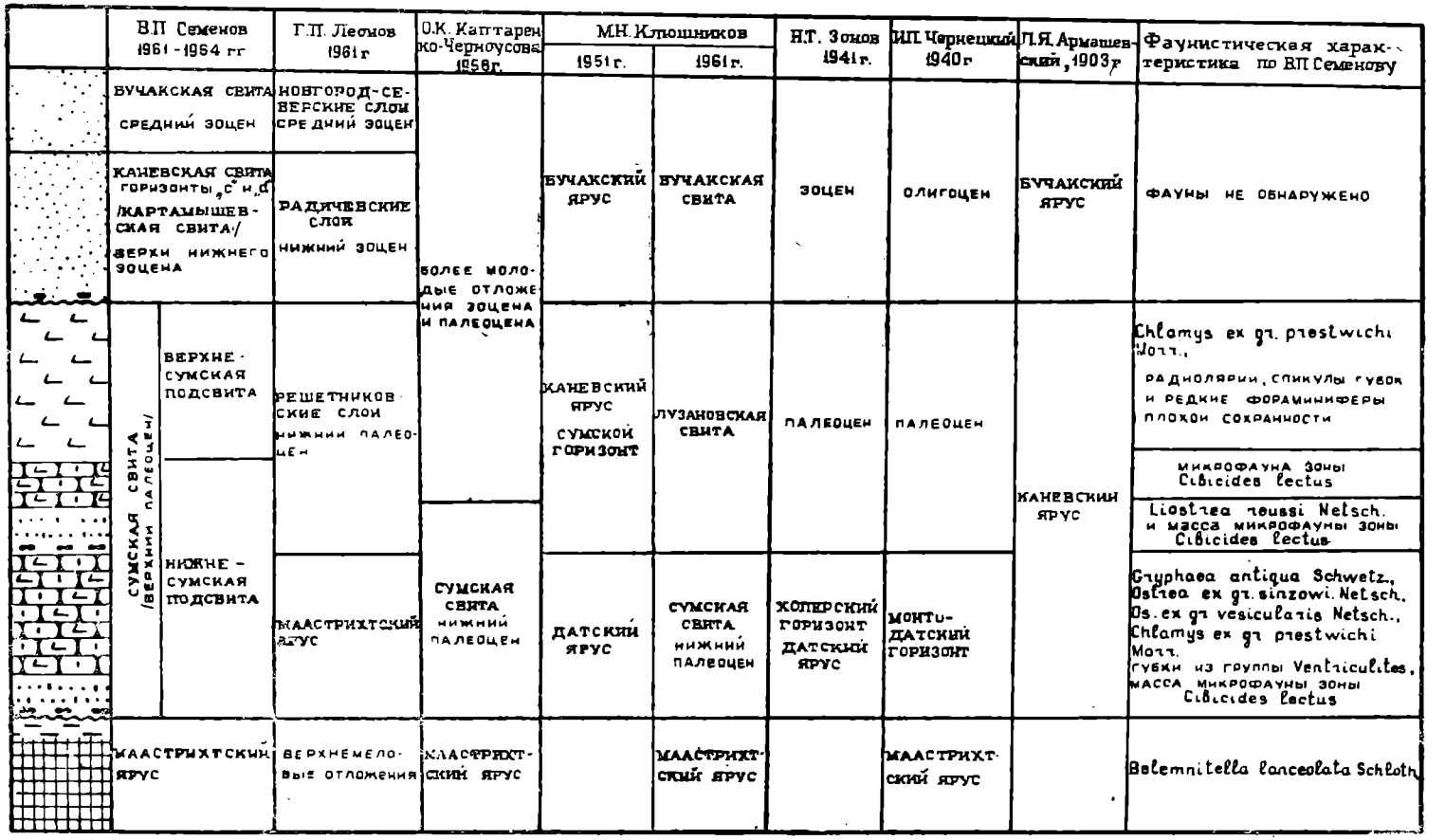


Рис. 3. Расчленение нижней части палеогеновых отложений окрестностей г. Сумы различными исследователями.

мелкие гальки, крупные гравийные зерна кварца, кремня или хорошо окатанные обломки губок, пелеципод и гастропод, реже — ростров белемнителл.

Состав галек указывает на близость их к породам верхнего мела или коры выветривания по верхнемеловым породам. Это же подтверждают окатанные остатки верхнемеловой фауны. Вероятно, небольшая часть фосфоритов может оказаться перемытой из меловых пород, в особенности белые и глинистые фосфориты. Основная масса фосфоритов является переотложенной из верхнепалеоценовых отложений, ранее развитых на описанной территории. Это подтверждается тем, что почти на всей территории Воронежской антеклизы, где верхнемеловые отложения перекрываются непосредственно верхнепалеоценовыми породами (бассейны среднего течения Дона и Псела), в их подошве, как правило, отсутствуют гальки песчанистых фосфоритов. В этом случае гальки состоят из слегка ожелезненных и фосфатизированных опок, опоковидных песчаников и глин.

В верхнепалеоценовых отложениях, покрывающих меловые, широко развиты целые горизонты и прослои сингенетичных, преимущественно песчано-глинистых и песчанистых фосфоритовых желваков. В местах, где меловые отложения перекрываются эоценовыми породами, в конгломерате и галечниках обнаруживаются в массовом количестве крупные, хорошо окатанные гальки песчанисто-глинистых фосфоритов, которые по морфологии и литологическим особенностям очень близки к аналогичным верхнепалеоценовых отложений. Кроме того, среди галек встречается большое количество фосфатизированных, слабоокатанных ядер пелеципод и гастропод, близких по родовому составу и фауне верхнепалеоценовых отложений соседних областей.

Изложенное исключает возможность отнесения галечника и конгломерата основания палеогена к датскому ярусу. Они являются сингенетичными образованиями с перекрывающими их отложениями и должны относиться к возрасту отложений, базальными горизонтами которых они являются.

Основные выводы по вопросу о границе верхнего мела и палеогена сводятся к следующему. На обширной территории Воронежской антеклизы граница между верхним мелом и палеогеном эрозионно-абразионная, четкая. Палеогеновые отложения залегают трансгрессивно на меловых породах, начиная от маастрихтского яруса верхнего мела и кончая сеноманским. «Хоперский горизонт» и глины, выстилающие значительную часть поверхности верхнего мела, являются продуктами и остатками древней коры выветривания, а не самостоятельными стратиграфическими горизонтами.

Анализ материала по самым древним горизонтам палеогена северо-восточного крыла Украинской синеклизы и южному склону Воронежской антеклизы приводит к выводу, что на всей названной территории аналоги датского и монского ярусов отсутствуют, а самые древние отложения палеогена относятся к верхнему палеоцену. Монский век, а возможно, и большая часть датского века приходится на континентальный перерыв и образование древней коры выветривания по верхнемеловым породам. Поэтому «хоперский горизонт» и перекрывающий его горизонт не могут датироваться ни сантонским, ни кампан-маастрихтским временем. Процесс их формирования как своеобразной коры выветривания ближе всего отвечает нижнему палеоцену, так как возрастной предел находится в диапазоне между маастрихтом и верхним палеоценом.

По нашим представлениям, в конце маастрихтского века произошло общее поднятие Воронежской антеклизы и смежных областей. В датский век существовал континентальный режим с преобладанием эрозионно-денудационных процессов, которые привели не только к размыву (срезу) мощной толщи верхнемеловых пород местами до сеноманского яруса включительно, но и к выработке плоского равнинного рельефа. В нижнепалеоценовое время на этой равнине и был сформирован профиль коры выветривания по разным горизонтам карбонатных пород верхнего мела, остатки которой сохранились от последующего размыва до настоящего времени и достигают мощности 10—15 *м*.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. К вопросу об условиях образования хоперских железных руд. «Бюлл. Московск. о-ва испыт. природы, новая серия», т. 41, отд. геол., т. 11(1), 1933.

Архангельский А. Д. Геологические исследования в юго-восточной части 60-го листа десятиверстной карты Европейской части СССР. «Изв. Геол. ком.», т. 46, № 4, Л., 1927.

Богачев В. В. Отчет о деятельности Геологического комитета за 1912 год. «Изв. Геол. ком.», т. XXX, СПб., 1913.

Борисяк Н. Д., Леваковский Н. Сборник материалов, относящихся к геологии Южной России, кн. 1. Харьков, 1867.

Бузик А. И. Результаты геологических поисков на железные руды. «Нижнее Поволжье», Саратов, 1928, № 12.

Буренин Г. С., Мирчинк Г. Ф. Отчет об иссле-

дованиях фосфоритовых залежей в Черниговской губернии. «Тр. Комитета по исследованиям фосфоритов, серия 1», т. V, М., 1914.

Бушинский Г. И. О выветривании фосфоритов. «Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского», М., 1951.

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 156, М., 1954.

Василенко В. П. Новые данные о стратиграфии палеогена центральной части Днепровско-Донецкой впадины. «Докл. АН СССР», т. 73, № 3, М., 1950.

Васильевский М. М. Геологические исследования в северо-восточной части 60-го листа десятиверстной карты России. «Изв. Геол. ком.», т. XXIX, № 177, СПб., 1910.

Васильевский М. М., Васильевский П. М. Отчет о фосфоритовых залежах в северо-западной части Воронежской губернии. «Тр. Комитета по исследованиям фосфоритов, серия 1», т. V, М., 1914.

Васильевский М. М., Архангельский С. Л. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 60, восточная половина. «Тр. Всесоюзн. геологоразвед. объединения», вып. 320, М., 1934.

Горецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей. «Методы изучения тектонических структур», вып. 1, М., 1960.

Гинзбург И. И. Несколько замечаний о верхней зоне коры выветривания. В сб.: «Кора выветривания», вып. 5, М., 1963.

Годлевский М. Н. Материалы по минералогии бурых железняков Хоперского района. «Тр. Всесоюзн. геологоразвед. объединения», вып. 99, М., 1932.

Голынец Ф. Ф. Об условиях залегания и происхождения железорудных залежей в Хоперском округе. Саратов, 1930.

Державин А. Геологические наблюдения между реками Воронеж и Дон и в бассейнах правых притоков Дона. «Изв. Геол. ком.», т. XXII, № 5, СПб., 1901.

Дрожжев В. П. Разведочные данные на Хоперском месторождении фосфоритов. «Агрономические руды СССР», т. IV, М., 1937.

Дубинский А. Я. Восточный Донбасс (геологическое строение, угленосность, перспективы погребенной части). Л., 1956.

Дубянский А. А. Ископаемый карст среди верхнемеловых отложений. «Бюлл. Московск. о-ва испыт. природы, новая серия», т. 14, отд. геол., т. XV (4), 1937.

Дубянский А. А. Геология и подземные воды Курской и Орловской областей, т. 1. Воронеж, 1948.

Зонов Н. Т. Геологические наблюдения над фосфоритовыми отложениями в Вольском районе (северная часть). «Агрономические руды СССР», т. 1, ч. 2, М., 1932.

Зонов Н. Т., Петракович Ю. А. Обзор геологического строения месторождений пластовых фосфоритов и бурых железняков бассейна р. Хопра. «Агрономические руды СССР», т. III, ч. 2, М., 1934.

Зонов Н. Т. Геологический обзор фосфоритовых отложений хоперского горизонта бассейна р. Сейма. «Агрономические руды СССР», т. V, М., 1939.

Зонов Н. Т. Геологические наблюдения над фосфоритовыми отложениями бассейнов рек Десны, Псела, Ворсклы и Сев. Донца. «Агрономические руды СССР», т. VI, М., 1941.

Каптаренко-Черноусова О. К., Бараш П. Е., Чернявская А. А. К стратиграфии палеогеновых отложений северо-восточной части Украинской ССР. «Сов. геол.», 1958, № 1.

Клюшников М. Н. Стратиграфия и фауна нижнетретичных отложений Украины. Киев, 1958.

Клюшников М. Н., Зелинская В. О. До питання про объем київської та харківської світ в межах Українського кристалличного щита. «Докл. АН УССР», № 6, Київ, 1963.

Кобецкий И. Ивнянское месторождение железных руд. «Горнозаводской листок», 6, 7, 15, СПб., 1901.

Кукуев А. И. О генезисе вольских пластовых фосфоритов. «Уч. зап. Саратовск. гос. ун-та», т. 74, вып. геол. Саратов, 1960.

Курлаев В. И. К вопросу о возрасте хоперского горизонта. «Уч. зап. Саратовск. гос. ун-та», т. XXVIII, Саратов, 1951.

Курман И. М. Геологическое описание нежелвакских фосфоритов Рыльского района. «Агрономические руды СССР», т. VI, М., 1941.

Леонов Г. П. Стратиграфия палеогеновых отложений бассейна Среднего Дона. «Уч. зап. Московск. гос. ун-та», вып. 26, М., 1939.

Лихарев Б. К. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 61 (северная и северо-восточная части листа). «Тр. Геол. ком., новая серия», вып. 161, М., 1928.

Лодяной Н. И. Материалы к изучению пластовых фосфоритов Урюпинского района. «Агрономические руды СССР», т. IV, 1937.

Манькин С. С. Стратиграфия третичных отложений Белоруссии. Минск, 1937.

Меленевский А. Хоперские фосфориты. «Изв. ГГРУ», т. 50, вып. 60, М., 1931.

Мирчинк Г. Ф. Геологическое описание местности по линии Орша — Ворожба, Новобелица — Прилуки, Локоть — Шостка. «Тр. Всесоюзн. геологоразвед. объединения», вып. 309, М., 1933.

Мурашкин П. К., Зайцев Н. С. Поиски фосфоритов в Павловском, Подгоренском и других районах. «Агрономические руды СССР», т. III, ч. 2, М., 1934.

Павлов А. В. Отчет об исследовании залежей фосфоритов в области среднего течения р. Хопра. «Тр. Комитета по исследованиям фосфоритов», серия 1, т. I, М., 1912.

Петров П. М. Геологическое описание площади планшета М—37—131—А. Район рек Б. Калитвы, Безовой и Большой. «Материалы Азово-Черноморск. геол. упр. по геол. и полезн. ископ.», сб. VIII, Ростов-на-Дону, 1939.

Платонов Н. Х., Чирвинский П. Н. Очерк геологического строения и литология железных руд Хоперского округа Нижневолжского края по исследованиям 1928 г. «Тр. Северо-Кавказск. отд. Геол. ком.», № 1, Новочеркасск, 1928.

Платонов Н. Х. Железные руды и другие полезные ископаемые Хоперского округа. Саратов, 1930.

Платонов Н. Х. Хоперское месторождение железных руд. В сб.: «Главные железорудные месторождения СССР», т. 1, М., 1934.

Платонов Н. Х. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 75, ЦНИГРИ. М., 1940.

Платонов Н. Х. Геологическое строение Хоперского района. М., 1958.

Покровский Д. И. Месторождение железных руд Сталинградской губернии. «Минеральное сырье и его переработка», сб. 2, М., 1929.

Пятницкий П. П. Отчет о геологических исследованиях бассейна рек Псела и Ворсклы в пределах Курской и Харьковской губерний, ч. 1. «Тр. Харьковск. о-ва испыт. природы», т. XXII, Харьков, 1889.

Пятницкий П. П. Исследование меловых осадков в бассейнах рек Дона и левых притоков р. Днепра. «Тр. Харьковск. о-ва испыт. природы», т. XXIV, Харьков, 1891.

Семенов В. П. Стратиграфия палеогеновых отложений Чирско-Донского междуречья. «Тр. Воронежск. гос. ун-та», т. 31, Воронеж, 1954.

Семенов В. П. Палеоген бассейна Дона. В сб.: «

леогеновые отложения юга Европ. части СССР», М., 1960.
Семенов В. П. О «хоперском горизонте» бассейна Дона. «Тез. докл. науч. геол. конф. Ростовск. гос. ун-та», Ростов-на-Дону, 1963.
Стратиграфический словарь СССР. М., 1956.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., 1963.
Четыркина А. А., Красильников Б. Н. Рекогносцировочное обследование фосфоритовых отложений Калачеевско-Воробьевского района. «Агрономические руды СССР», т. III, ч. 2, М., 1934.
Чирвинский П. Н. Фосфориты из округа г. Рыльска Курской губернии. «Ежегодник по геологии и литологии», т. VIII, вып. 8, 9, СПб., 1906.
Яншин А. Л. Стратиграфическое положение датского яруса и проблема мел — палеогеновой границы. «Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса», М., 1960.

Н. П. ХОЖАИНОВ, В. И. БЕЛЯЕВ, Г. И. ПЕРВУШИНА

БГУ

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КЛАСТОГЕННО-ГЛИНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ АПТА, АЛЬБА И СЕНОМАНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Из мезозойских отложений Воронежской антеклизы наибольшее практическое значение имеют глинисто-кластогенные формации апта, альба и сеномана. К ним приурочен ряд ценных полезных ископаемых: стекольные, формовочные и строительные пески и гравий, огнеупорные и керамические глины, россыпи титан-циркониевых минералов, фосфориты. Однако степень их литолого-фациальной изученности не отвечает современным требованиям для прогнозирования поисков месторождений.

Наиболее детально литологический состав аптских и альбских отложений изучен в районе Латненского месторождения огнеупорных глин и Липецка [4—7]. Значительная работа по литолого-фациальному изучению указанных отложений выполнена также Г. В. Лавровой (для территории КМА), Г. М. Шалимовым и И. Е. Секретаревым (Тамбовская область), геологами тематических и геологосъемочных партий Воронежской, Липецкой и Тамбовской геологоразведочных экспедиций.

В последние годы нами в содружестве с геологами Тамбовской и Липецкой экспедиций проводятся работы по составлению литолого-фациальных карт для этих отложений с целью прогнозирования поисков полезных ископаемых. Некоторые результаты этих работ излагаются в настоящей статье.

При изучении глинисто-кластогенных формаций мы придаем большое значение анализу слоистости и гранулометрического состава, отражающих гидродинамические условия осадконакопления. На основании этих данных с учетом минералогического состава представилось возможным выделить в более или менее однотонных по внешним признакам песчано-алевритовых толщах различные фации, а также закономерности распределения кластогенных пород по среднему размеру зерен, сортировке обломков, концентрации тяжелых минералов, накоплению фосфоритов и других полезных ископаемых.

Так, среди отложений аптского яруса выделены три основные группы фаций и зоны их распространения: речные (и потоков), дельтовые и прибрежно-морские (рис. 1).

Зона развития континентальных речных фаций (русловые, береговые, пойменные, озерно-болотные) распространены главным образом в южной части территории Липецкой и северной части Воронежской областей и слагают нижнюю часть разреза аптского яруса. Они представлены гравелистыми и крупнозернистыми песками с плохой сортировкой зерен и типичной речной с элементами дельтовой косой слоистостью.

Южная граница их фациального и эрозионного выклинивания проходит по долине р. Потудани в направлении г. Старый Оскол. К югу от этой линии аптские отложения отсутствуют (за исключением возможных останцов). Северная граница зоны речных фаций крайне неровная и совпадает с линией Липецк — Дмитряшевка, выступая отдельными языками к северу. Верхнюю часть разреза аптского яруса в районе Латненского месторождения слагают озерно-болотные огнеупорные и керамические глины, старичные, озерные и прибрежно-морские пески, алевриты, широко развитые в южной и местами размытые в северной части зоны.

Зона дельтовых и прибрежно-морских фаций представлена преимущественно песками с лин-

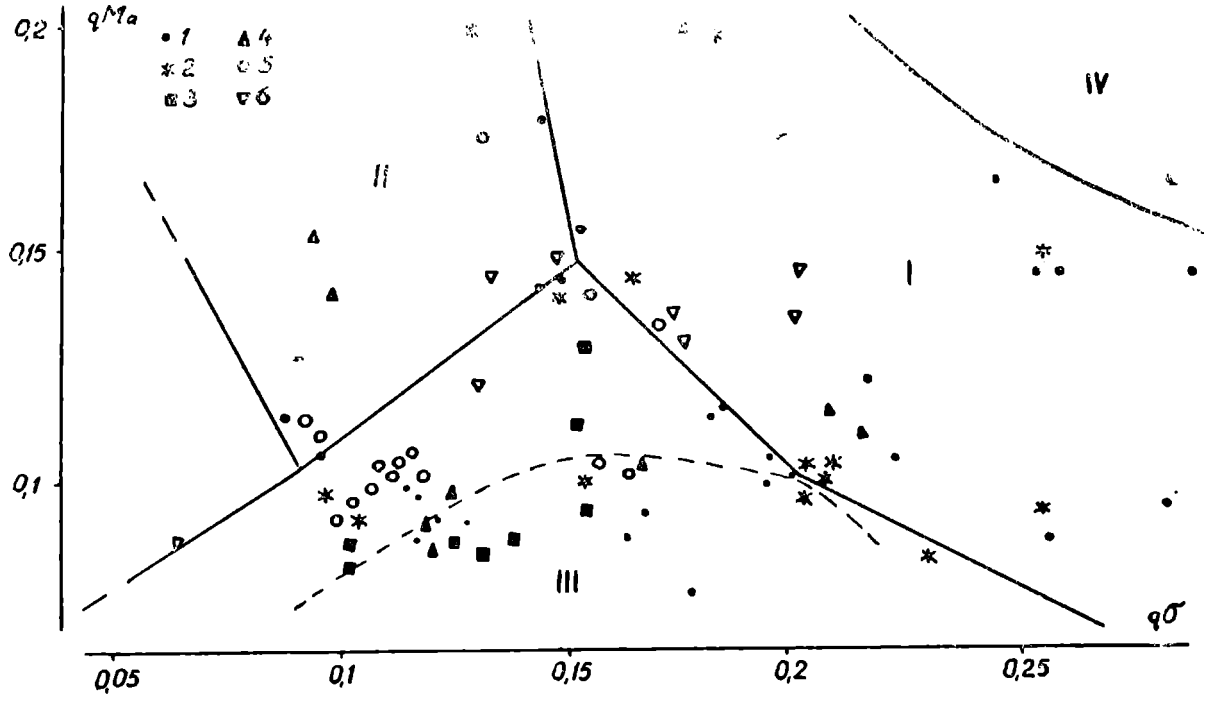


Рис. 1. Генетическая диаграмма для песков аптского яруса районов Латной, Липецка и Тамбова

1 — пески апта района Липецка; пески апта района Латной: 2 — подглинистой толщи, 3 — пастиловидного горизонта, 4 — горизонта белых песков, 5 — надпесчаниковые пески; 6 — пески апта района Тамбова

зами и пластами глин. Пески этой зоны резко отличаются по гранулометрическому составу, текстурным признакам и по быстрой изменчивости этих признаков на близких расстояниях. Толща гравелистых песков в этой зоне отсутствует, и разрез аптского яруса начинается средне-и мелкозернистыми песками, часто с хорошей сортировкой обломочного материала, мелкой ритмической, а также дельтовой косой и озерной горизонтальной (слабонаклонной) слоистостью, местами перекрестной косой слоистостью прибрежно-морского типа. Встречаются также косослоистые серии и линзы разнозернистых песков со слоистостью речного и дельтового типов, особенно в верхней части разреза.

Среди песков этой зоны широко распространены линзы и пласты глин со всеми переходами к пескам по гранулометрическому составу. Пласты глин наибольшей мощности и протяженности приурочены преимущественно к верхней половине разреза. Среди глин преобладают каолинитовые и гидрослюдисто-каолинитовые, в меньшей степени каолинит-монотермитовые и бейделлитовые минералогические типы.

Разнофациальные отложения второй зоны смещаются к югу, перекрывая в первой зоне речные отложения, и характерны для дельты и прибрежной аллювиальной равнины. Эти отложения распространены также в Курской, Орловской и Московской областях.

Зона прибрежно-морских отложений намечается в западной, северной и северо-восточной части Липецкой и в Тамбовской области. Породы этой зоны представлены мелкозернистыми песками и алевритами с хорошей сортировкой обломочного материала, перекрестной и мелкой мульдообразной косой слоистостью, а также глинами. Их соотношение с отложениями второй зоны недостаточно выяснено.

Отложения альбского яруса в Воронежской области с несогласием трангрессивно залегают на разновозрастных более древних породах. В их основании нередко встречается базальный горизонт из мелких галек и гравия кварца, кремня и фосфорита. В районе Латненского месторождения в отложениях альба выделяется 4—5 макроритмов, каждый из которых залегает на поверхности межформационного размыва и в основании представлен грубозернистыми с гравием глауконитовыми песками, постепенно переходящими кверху в мелкозернистые, хорошо отсортированные слюдисто-глау-

конит-кварцевые пески. Эта закономерность прослеживается четко на больших расстояниях. По перекрестному типу косой слоистости, наличию аутигенного глауконита, относительно хорошей сортировке обломочного материала альбские пески представляют типичную мелководную прибрежно-морскую фацию. На генетической диаграмме (рис. 2) они располагаются в поле прибрежно-морских, донных морских и в зоне поступательного движения воды (течений). Общая мощность их до 18—20 *м*.

В Тамбовской области отложения альбского яруса расчленены на нижне- и среднеальбский подъярусы нерасчлененные и верхнеальбский подъярус.

В нижне- и среднеальбском подъярусах выделяются:

а) толща песчано-глинистых пород с галькой и гравием в основании; в верхней части этой толщи залегают алевритистые глины с прослоями алевритов.

б) толща песков тонкозернистых, кверху переходящих в разнозернистые с желваками диагенного песчаного фосфорита. Для этой толщи характерна косая слоистость донных течений [1]. Верхнеальбский подъярус представлен (снизу вверх) толщей глинистоалевритовых пород с прослоями фосфоритов, толщей алевритов и глин, содержащей маломощные прослои фосфоритов.

Общая мощность альбских отложений колеблется в пределах 70—100 *м*.

Отложения альбского яруса Тамбовской области представляют морские фации разной глубины и различной гидродинамической и физико-химической среды. Характерны так же, как и в районе Латной, межформационные размывы (перерывы), окатывание и переотложение желваков фосфорита. Отмечается фациальная изменчивость отложений как по разрезу, так и по площади. Для альбских песков установлено совпадение данных по анализу косой слоистости и гранулометрического состава. Так, в обнажении у с. Алгасово нами, а ранее Л. Н. Ботвинкиной [1] в песках выделена косая слоистость, типичная для отложений подводных течений. На генетической диаграмме по данным гранулометрического анализа эти пески приурочены к полю поступательного движения воды.

Альбские отложения Воронежской и Тамбовской областей резко отличаются между собой. В Тамбовской области они не только имеют бо́льшую мощность, более глауконитистые, содержат прослои фосфоритов, для них также характерны меньшие средние размеры зерен, лучшая сортировка обломочного материала и бо́льшая глубоководность осадконакопления. Преобладающая часть проанализированных проб из разрезов Тамбовской области располагается в донном поле и в меньшей степени — в зоне поступательного движения, тогда как значительная часть альбских песков Воронежской области формировалась и в прибрежно-морских условиях (рис. 2).

Отложения сеноманского яруса района Латной представлены тонкозернистыми алевритистыми глинистыми глауконит-кварцевыми песками с пропластками мелкозернистых неглинистых песков и пластом алевритовых глин. В верхней части в песках имеются мелкие желваки фосфоритов, переходящих выше в пески с крупными желваками, сконцентрированными в устойчивый по простиранию маломощный пласт фосфоритов. Над последним залегает известковистый песок с мелкими желваками фосфоритов, постепенно переходящий в песчанистый мел («сурка»). Общая мощность сеномана в Воронежской области 5—6 *м*.

Сеноманские отложения Тамбовской области имеют бо́льшую мощность (до 20 *м*). Они представлены регрессивной толщей, сложенной внизу алевритами, выше песками, обогащенными тяжелыми минералами и содержащими мелкие желваки фосфорита. Сеноманские отложения района Латной и Тамбова представляют типичные морские шельфовые до прибрежно-морских (волноприбойных) фации, формирование которых происходило при изменяющейся во времени и плане глубине и гидродинамической активности среды, что отражается на характере косой слоистости, среди которой преобладает попеременно-разнонаправленная и мульдообразная.

Текстурные признаки и гранулометрический состав сеноманских отложений изменяются в разрезе и по площади с севера на юг и с востока на запад. Об этом свидетельствует изменение количественных гранулометрических коэффициентов по установленным пробам на одном из участков в направлении с северо-востока на юго-запад (рис. 4). Распределение тяжелых минералов, их концентрация до промышленных кондиций подчинены гранулометрическому составу, отражающему гидродинамические условия осадконакопления. Так, оптимальными для концентрации тяжелых минералов являются пески со средними размерами зерен от 0,092 до 0,115 и коэффициентами сортировки от 0,095 до 0,122.

Эти пески вместе с тем характеризуются и повышенной глинистостью. Пески, более грубые по гранулометрическому составу и менее отсортированные, обычно не содержат высоких

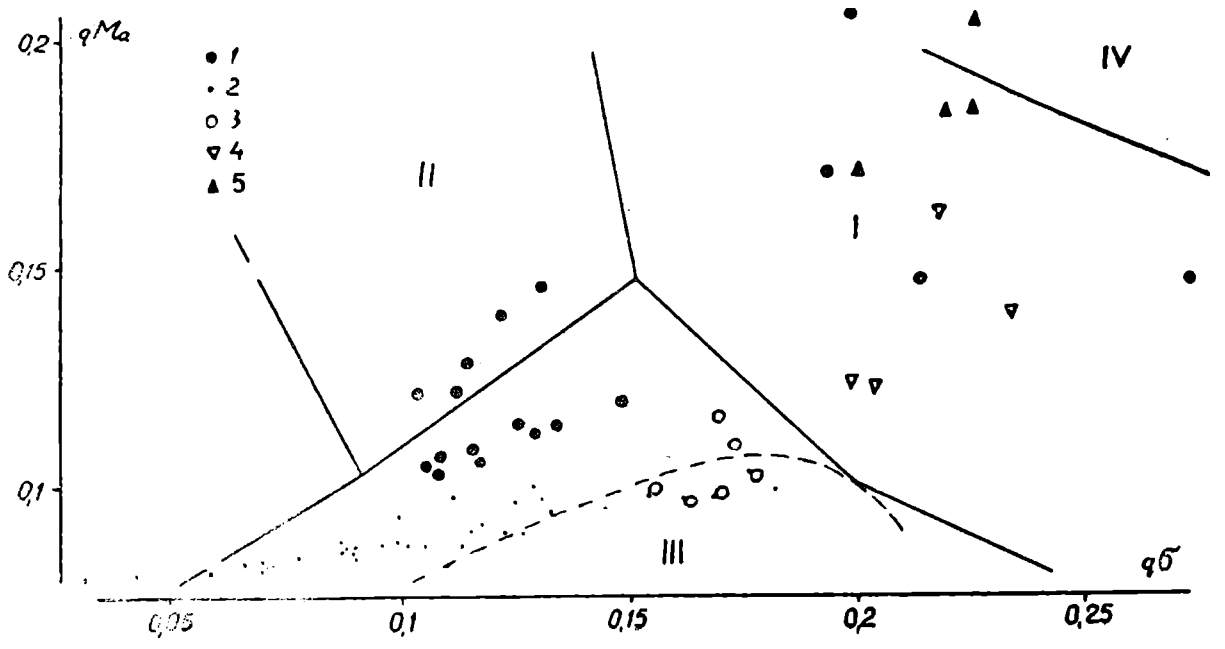


Рис. 2. Генетическая диаграмма для песков альбского яруса районов Латной и Тамбова

1 — пески альбского яруса района Латной, 2 — алевропесчаные породы альбского яруса района Тамбова, 3 — пески нижней части верхнеальбского подъяруса района Тамбова, 4 — пески верхней части верхнеальбского подъяруса района Тамбова, 5 — пески косослоистой серии нижне-среднеальбского подъяруса района Тамбова.

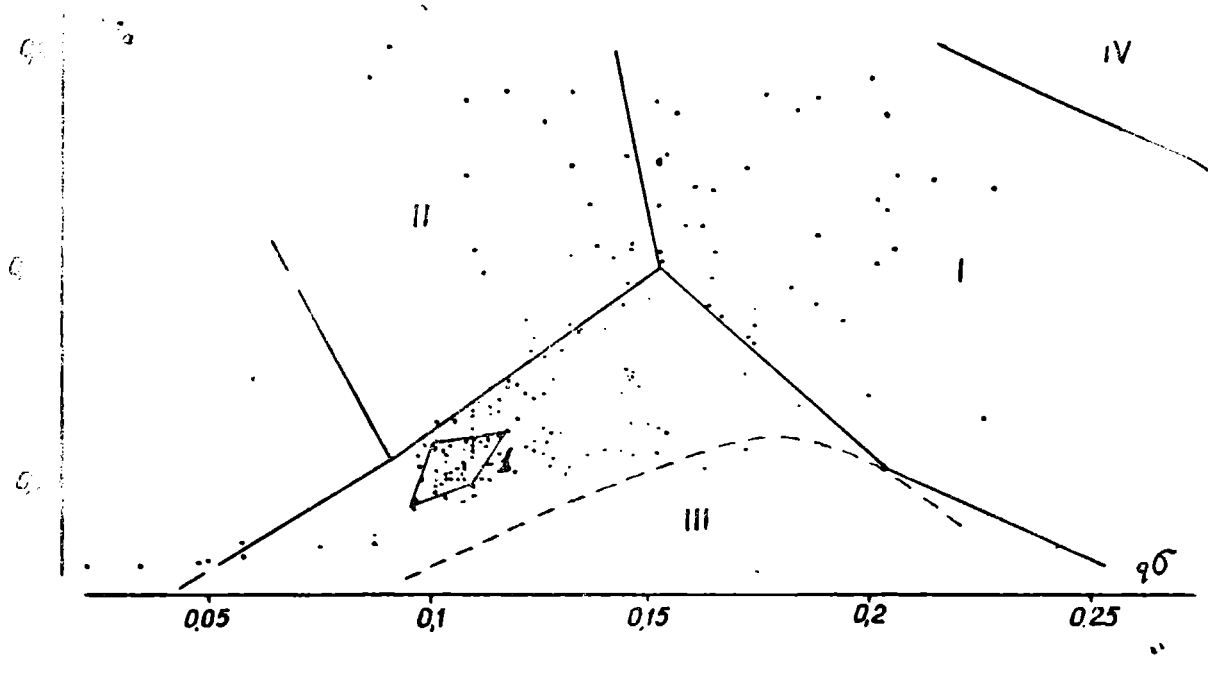


Рис. 3. Генетическая диаграмма для песков сеноманского яруса района Тамбова.
1 — контур наивысших концентраций тяжелых минералов

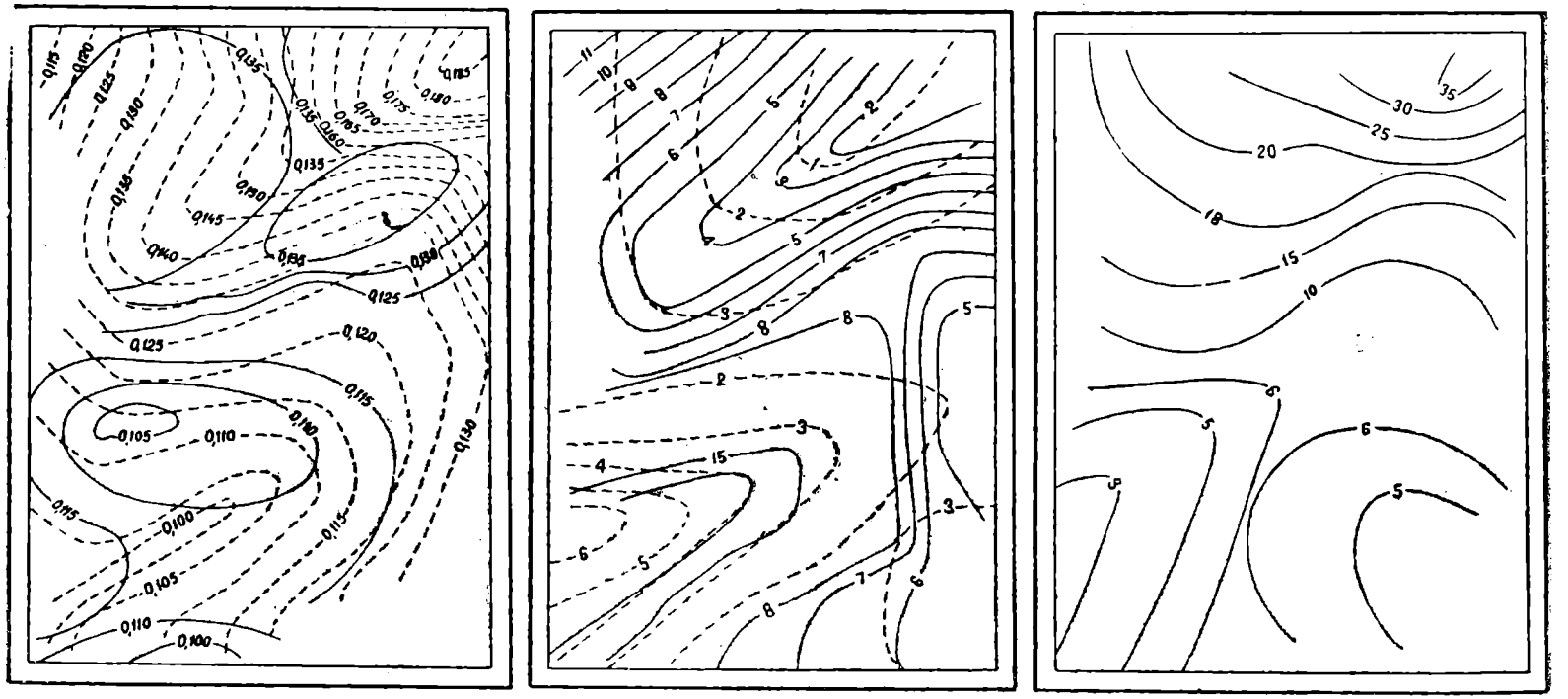


Рис. 4. Схемы изменения гранулометрических параметров для песков сеноманского яруса района Тамбова

а --- 0,155 ---	средний размер зерен, *мм*
—— 0,115 ——	коэффициент сортировки
б --- 2 -----	содержание глинистой фракции, %
—— 7 ——	содержание алевритовой фракции, %
в —— 5 ——	содержание фракции 0,25—0,6 *мм*, %

(промышленных) концентраций тяжелых минералов. Эти пески отлагались в участках с бо́льшей гидродинамической активностью бассейна, ближе к береговой зоне, на что указывает и преобладающая в них косая мульдообразная слоистость.

В песках рудных обычно слоистость плохо выражена. Она уничтожена позднейшими процессами, и лишь в отдельных прослоях удается наблюдать мелкую перекрестную слоистость прибрежно-морского типа.

Пески более мелкозернистые, с меньшими средними размерами зерен и коэффициентами сортировки, отличающиеся также большей глинистостью и образовавшиеся в менее гидродинамически активных условиях на больших глубинах и большей удаленности от береговой зоны, также не содержат значительных концентраций тяжелых (в том числе рудных) минералов.

На генетической диаграмме (рис. 3) проанализированные пески сеноманского яруса Тамбовской области концентрируются в полях: донном, меньше — в прибрежно-морском и морских течений. Рудные пески располагаются в ограниченной зоне в донном поле ближе к прибрежно-морскому.

Таким образом, полученные результаты позволяют сделать вывод о накоплении рудных песков в регрессивных прибрежно-морских условиях на некотором удалении от волно-прибойной зоны в глубь моря и, вероятно, связаны со склонами подводных пересыпей и штормовых валов. Об этом свидетельствует и наличие мелких желвачков фосфорита, образующих нередко скопления и пропластки в рудных песках и отсутствующих в нерудных более грубозернистых песках, расположенных ближе к береговой зоне. Распределение глауконита подчинено выявленной закономерности; в рудных песках он составляет от 6 до 25% от легкой фракции, в безрудных более грубозернистых— от 1,5 до 6%.

Анализ имеющихся данных по минералогическому составу тяжелой фракции докембрийских пород, девона, юры и неокома, аптского, альбского и сеноманского ярусов Воронежской антеклизы позволяет установить для апт-альбских сеноманских отложений два источника сноса кластогенного материала:

а) Воронежская антеклиза (аптский ярус, альбский в западной и южной частях) с преобладанием весьма устойчивых и среднеустойчивых минералов (циркона, рутила, турмалина, ильменита, дистена, ставролита и др.);

б) северные и северо-восточные районы, из которых поступали тяжелые минералы, обогащенные гранатом, эпидотом, цоизитом и другими малоустойчивыми против выветривания минералами, смешивающимися с минералами из переотложенных пород Воронежской антеклизы в апте и, особенно, в альбское и сеноманское время.

Установление закономерностей формирования, источников сноса и палеогеографических условий образования кластогенно-глинистых формаций апта, альба и сеномана позволили выявить зоны и участки распространения полезных ископаемых и целеустремленно направить поисково-разведочные работы. Предварительно намечаются следующие зоны распространения полезных ископаемых:

1) огнеупорные глины и гравийные пески — зона накопления речных фаций аптского яруса (северная часть Воронежской и южная — Липецкой области);

2) керамические и подчиненные им огнеупорные глины — зона дельтовых отложений с переходом их к прибрежно-морским аптского яруса (северная и западная части Липецкой области);

3) россыпи тяжелых минералов — зона прибрежно-морских отложений средней гидродинамической активности, незначительно удаленные от береговой линии в отложениях аптского и сеноманского ярусов;

4) пески формовочные крупнозернистые — зона речных фаций; мелкозернистые с хорошей сортировкой материала — прибрежно-морские значительной и средней гидродинамической активности в аптском, нижне-среднеальбских ярусах и верхах сеноманского.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. «Тр. ИГН АН СССР», вып. 59, М., 1962.

2. Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. «Тр. ИГН АН СССР», вып. 156, М., 1954.

3. Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л., 1947.

4. Хожаинов Н. П. К литологии аптских и альбских песков района Латненского месторождения огнеупорных глин. «Тр. геологического ф-та Воронежск. гос. ун-та», т. XXXIX, Харьков, 1955.

5. Хожаинов Н. П. Литология нижнемеловых отложений Воронежской и Липецкой областей в связи с распространением огнеупорных глин. «Тр. межвузовск. науч. совещания по геол. и полезн. ископ. ЦЧО», Воронеж, 1957.

6. Хожаинов Н. П. Литология Латненского месторождения огнеупорных глин. «Материалы совещ. по исследованию и использованию глин», Львов, 1957.

7. Хожаинов Н. П. Новые данные по литологии нижнемеловых отложений Липецкого железорудного бассейна. «Тр. Воронежск. гос. ун-та», т. 58, Воронеж, 1957.

Б. В. АСКОЧЕНСКИЙ

ВСХИ

О ВОЗМОЖНОМ ГЕНЕЗИСЕ И НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ БЕЛЫХ ПЛАСТОВЫХ ФОСФОРИТОВ «ХОПЕРСКОГО ГОРИЗОНТА» В РАЙОНЕ КАЛАЧСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Большой научно-теоретический и практический интерес, который проявляется к отложениям «хоперского горизонта», в значительной мере объясняется наличием в них белых пластовых фосфоритов с содержанием P_2O_5 до 35—38%.

Изучение автором «хоперского горизонта» в районе Калачской возвышенности развивает взгляд А. А. Дубянского [3] на «хоперский горизонт» как на образование элювиально-карстового происхождения и В. П. Семенова [4], который рассматривает «хоперский горизонт» как продукт физико-химического выветривания карбонатных пород верхнего мела, своего рода кору выветривания, развитую на предпалеоценовой эрозионной поверхности, начиная от маастрихтского яруса и кончая сеноманским.

В качестве опорных пунктов приводим обнажения «хоперского горизонта» около сел Воробьевка, Рудня, в овраге Сухой Яр, в меловом карьере на ст. Калач и в с. Серяково (рис. 1).

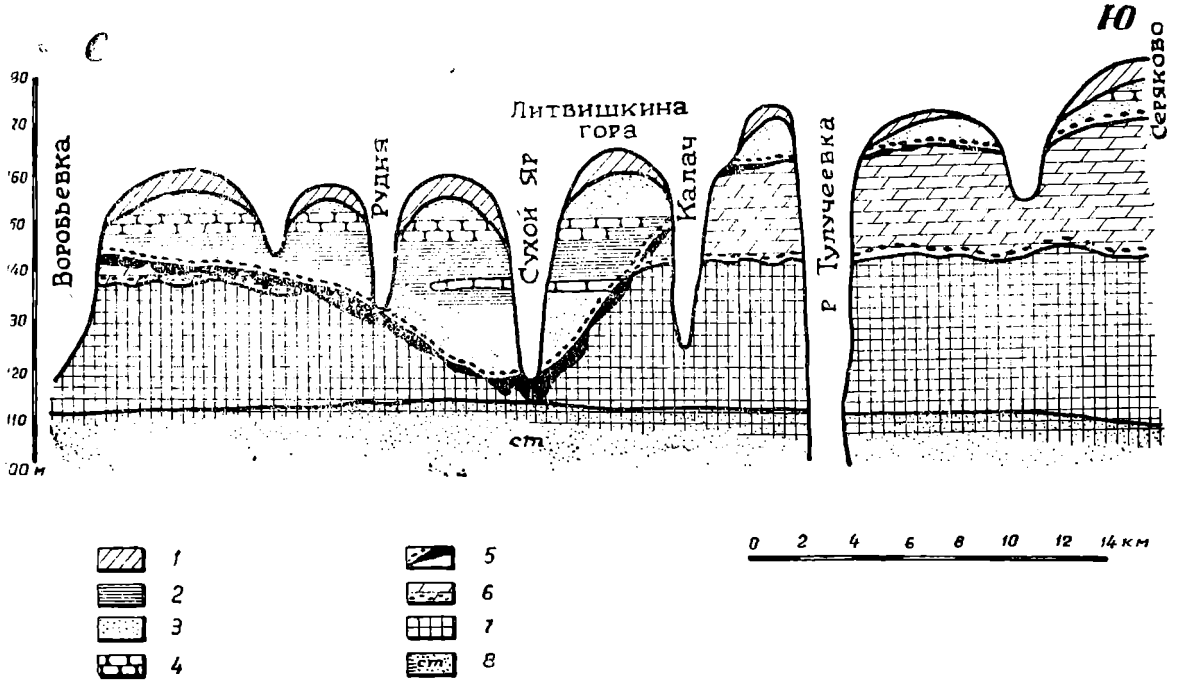


Рис. 1. Схематический разрез распространения «хоперского горизонта» по линии Воробьевка — Рудня — Сухой Яр — Калач — Серяково.

1 — четвертичные отложения; 2 — глины палеогена; 3 — пески палеогена с желваковыми фосфоритами в основании; 4 — песчаники палеогена; 5 — «хоперский горизонт»; 6 — сантонские мергели с фосфатизированными губками в основании; 7 — туронконьякские меловые отложения; 8 — сеноманские пески.

Обнажение около села Воробьевки

Pg. 1. Пески алевритистые с глауконитом и фосфатизированной галькой в основании . . . . . 2,5 м.

Chp. 2. Глины светло-серые, плотные с кремнистыми ризолитами и хорошо заметными уплощенными ходами илоедов . . . . . 0,7 м.

3. Глины темно-серые, в сыром состоянии почти черные, плотные. Уплощенные, вытянутые в горизонтальные светлые полосы ходы илоедов отчетливо выступают на породе (рис. 2) . . . 0,7 м.

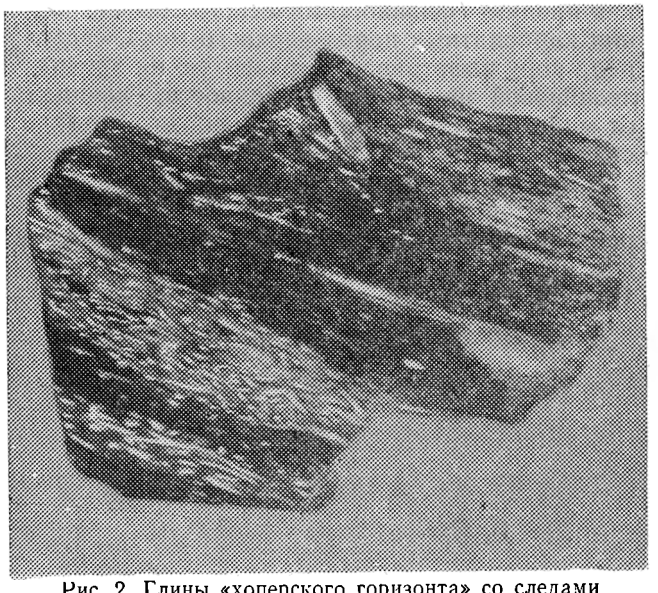


Рис. 2. Глины «хоперского горизонта» со следами илоедов, с. Воробьевка

4. Глины светлые, почти белые, при проявлении в машинном масле обнаруживают полосчатую текстуру ходов илоедов . . . . . 0,3 м.

5. Глины темно-серые, аналогичные слою 3 . . 0,6 м.

6. Глины желто-бурые, плотные, следы илоедов не ориентированы в горизонтальные полосы, с HCl не реагируют . . . . . 0,5 м.

7. Глины красновато-буроватые, слабокарбонатные, с точечными включениями окислов железа и мелкими обломками фосфатизированных губок, заметны следы илоедов . . . . . 0,6 м.

Cr_2 (st). 8. Мергель палево-желтый с большим количеством фосфатизированных губок и редкими обломками Belemnitella praecursor Stoll. В породе наблюдаются отдельные гнезда и карманы, выполненные глинистым веществом, в которых видны ходы илоедов . . . . . 0—1,5 м.

Cr_2 (t—cn). 9. Мел светло-желтый, книзу постепенно переходит в белый писчий мел; проявленный в машинном масле обнаруживает многочисленные ходы и фекальные зерна илоедов . . . 7,0—8,0 м.

10. Белый писчий мел. При проявлении в машинном масле обнаруживает жильчатую (мелкообломочную) текстуру. Видимая мощность 3,5—4,0 м.

Содержание нерастворимого остатка карбонатных пород, подстилающих в этом обнажении «хоперский горизонт», приводится в табл. 1 (образцы отбирались через 30 *см*).

Таблица

№ образца	Породы	% нерастворимого остатка
1	Глины красновато-бурые (низ «хоперского горизонта»)	89,33
2	Глины бурые, слабокарбонатные	38,41
3	Эти же глины в нижней части	18,92
4	«Губковый гор.», мергель верхней части	4,46
5	«Губковый гор.», мергель нижней части	3,87
6	Писчий мел t—cn	2,73
7	» »	3,68
8	» »	3,63

Первые признаки выщелачивания начинают проявляться в верхней части «губкового горизонта» нижнего сантона (образец № 4). Под микроскопом отчетливо наблюдаются сначала мелкие гнезда, затем более крупные участки выщелоченной породы, сложенные глинистым материалом.

Характерно, что гелевидные взвеси гидратов окиси железа, появление которых фиксируется уже с верхних слоев туронского писчего мела в мергелях нижнего сантона тяготеют исключительно к карбонатной части породы (рис. 3), глинистые участки свободны от железа.

Содержание P_2O_5 по приведенному обнажению (табл. 2) показывает, что процентные максимумы приходятся на слой 8 («губковый горизонт») — в карбонатной пачке и слой 2 — в глинистой.

Обнажение около с. Рудни

Pg. 1. Пески глауконитовые, в нижней части прослои слабых песчаников и фосфатизированная галька местных пород . . . . . 3,5 м.

Chp. 2. Глины буровато-серые, плотные; видны горизонтальные ходы илоедов, в нижней части корочка лимонита . . . . . 0,15 м.

3. Трепеловидная порода с большим количеством фосфатизированных сантонских губок и их обломков различной степени выветрелости, линзами более пластовых фосфоритов (мощностью до 0,15 м) и тонкими прослоями ожелезненных глин. Карбонатность отсутствует . . . . . 0,5 м.

4. Железорудный пласт с гнездами белых пластовых фосфоритов . . . . . 1,5 м.

5. Глины зеленовато-серые, тонко-чешуйчатые слегка карбонатные . . . . . 0,10 м.

Cr_2 (t). 6. Белый писчий мел. При проявлении в машинном масле обнаруживаются ходы илоедов. Видимая мощность . . . . . 3,5 м.

Из этого обнажения видно, что в зону активного выветривания попадает уже не только весь «губковый горизонт», но и часть туронского мела, отвечающая в разрезе железорудному

Таблица 2

№ слоя	п. п. п.	SiO_2	Fe_2O_3	TiO_2	Al_2O_3	P_2O_5	CaO	MgO
2	12,09	44,09	4,21	0,56	13,05	9,16	16,60	1,52
3	13,21	62,40	4,47	0,66	9,00	3,94	3,34	2,23
6	15,93	47,26	19,66	0,51	9,85	2,73	2,63	1,71
8	33,37	13,21	9,56	0,21	0,15	4,41	39,11	0,51
9	42,07	2,17	1,33	—	—	0,93	52,86	0,73

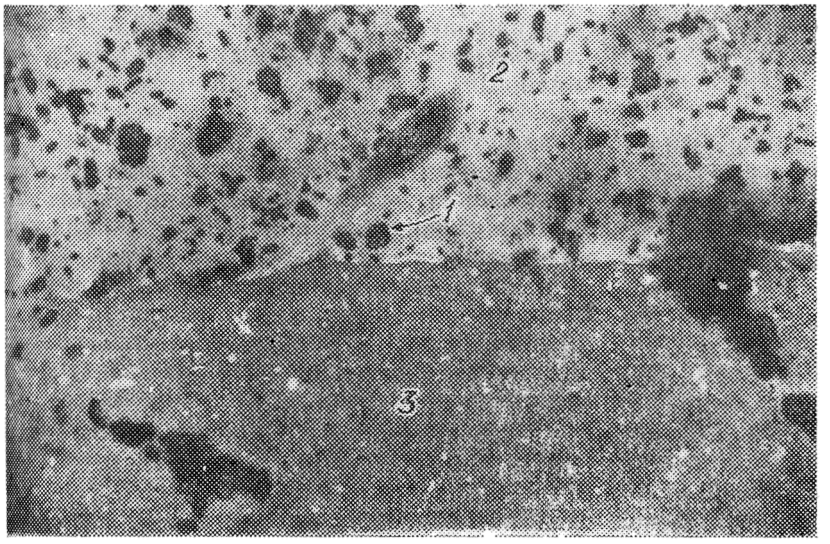


Рис. 3. Мергели нижнего сантона с. Воробьевки (увеличение 50, без анализатора).
1 — окислы железа; 2 — карбонатная часть; 3 — глинистая часть.

пласту. Карбонаты мергелей сантона почти полностью выщелочены, и процесс выветривания пошел дальше, заместив глинистый остаток трепеловидной породой: SiO_2 — 82%; Al_2O_3 — 16,19%; Fe_2O_3 — 0,90%; CaO — 0,20%.

В валовой пробе по слою 3 содержание P_2O_5 равно 6,5%, а в прослоях белых пластовых фосфоритов — 23,29%.

Обнажение в овраге Сухой Яр, 3 км южнее хут. Гринева

Pg. 1. Глауконитовые пески, в нижней части галька и гравий кремнисто-фосфатных пород . . . 15 м.
Chp. 2. Глины буровато-красные . . . . 0,7—0,8 м.
3. Глины пятнисто-полосчатые . . . 0,3—0,5 м.
4. Глинисто-карбонатная порода светло-серого цвета с мелкими обломками фосфатизированных губок, встречаются гнезда, выполненные порошкообразным гипсом. Залегает линзами с максимальной мощностью около 1,0 м.
5. Линза сильно ожелезненной мелкочешуйчатой глины . . . . . 0,35—0,50 м.
6. Глыбовидные обломки и линзы размером до 0,5×0,8 м, состоящие из щебня трепеловидных пород, гнезд белых пластовых фосфоритов (P_2O_5 до 21%), зеленовато-бурой глины и многочисленных окатанных галек фосфатизированных губок. Мощность этого беспорядочно сгруженного горизонта весьма непостоянна и колеблется от 0 до 2,0 м. Содержание P_2O_5 по валовой пробе слоя 6 — 5,77%.
7. Линза жеодистого железняка — 0,60 м.
8. Глина серовато-бурая — 0,25 м.
Cr_2 (t). 9. Мел с ходами илоедов, выполненными тонкозернистыми слюдистыми песками сеномана, что указывает на непосредственную близость последнего; участками мел кальцитизирован.

В обнажении Сухого Яра пластовые фосфориты, несомненно, находятся во вторичном залегании, являются переотложенными породами «губкового горизонта».

Обнажение около ст. Калач (меловой карьер)

Pg. 1. Пески светло-желтые, в основании фосфатизированная галька местных пород . . . . . 2,5 м.
Chp. 2. Глины блекло-зеленые, листоватые. Имеются многочисленные гнезда гипса . . 0,10—0,15 м.
3. Глины красно-бурые, железистые 0,10—0,15 м.
4. Глины серовато-зеленые с табачным оттенком . . . . . 0,20 м.
Cr_2 (st). 5. Мергель светло-серый, массивный, в основании «губковый горизонт» . . . . . 20,0 м.
Cr_2 (t). 6. Белый писчий мел. Видимая мощность 35,0 м.

Для разреза характерно заметное сокращение мощности «хоперского горизонта».

Обнажение около с. Серяково

Pg. 1. Пески и песчанки светло-желтые. В основании кремнистые обломки ходов Problematica . 2,0 м.

Chp 2. Зеленовато-серые глины в виде примазок и тонких прослоек . . . . . 0—0,005 м.

Cr_2 (st). 3. Мергель светло-серый с многочисленными следами ходов илоедов. Термический анализ показал, что глинистая составляющая мергеля представлена монтмориллонитом.

Как видно из описанного обнажения (это же наблюдается и в близлежащих оврагах), «хоперский горизонт» здесь практически отсутствует.

Анализируя приведенные обнажения, можно сделать вывод, что факторами, контролирующими продуктивность белых пластовых фосфоритов «хоперского горизонта» в районе Калачской возвышенности, являются, во-первых, степень подверженности процессам выветривания «губкового горизонта» подошвы сантонского яруса; во-вторых, минералогический состав глин «хоперского горизонта», залегающих под породами палеогена; в-третьих, условия эродирования верхнемеловой поверхности, включая случаи карстообразования.

Наиболее благоприятным для фосфатонакопления надо считать случай, когда выветриванию подвергается «губковый горизонт» или породы, находящиеся в непосредственной близости от него. Активное выщелачивание пород нижнего сантона при участии растворимой кремнекислоты, проникающей из поверхностной зоны выветривания (где по данным петрографического и термического исследования содержится пирит), в конечном счете создает среду с концентрацией водородных ионов, благоприятной для выноса фосфата. При этом «...фосфориты, заключенные в породе с pH больше 6,5, практически не изменяются, а находящиеся в более кислых условиях энергично выщелачиваются» [1, стр. 598].

Именно к этому случаю приурочены наиболее полно представленные выходы «хоперского горизонта» с прослоями и линзами белых пластовых фосфоритов. Среди них заслуживают внимания отмеченная нами точка около с. Рудни, где водная вытяжка из «губкового горизонта» показала pH=5,5 и где имеются белые пластовые фосфориты с содержанием P_2O_5 до 29%, исследованное нами и упоминавшееся А. А. Четыркиной [5] обнажение оврага Криничного и исследованное А. А. Дубянски[м] [3] обнажение оврага Рясного на Литвишкин[ом] горе.

Возможно, что приведенные данные о пер[вом] распределении фосфатного вещества нижне[го] сантона привели некоторых авторов к выво[ду] об исключительно нижнесантонском возрас[те] белых пластовых фосфоритов «хоперского г[о]ризонта».

Часто повышенное содержание фосфа[тов] (8—12%) имеют хоперские глины, лежащие в контакте с палеогеном. В отдельных случа[ях] содержание P_2O_5 в них достигает 14—16%, ч[то] давало основание некоторым исследователя[м] именовать их белыми пластовыми фосфорит[ами]. Большинство же исследователей, видим[о], полагаясь на легкий вес, плотность или вы[сок]ую влагоемкость породы, принимали их то[ли] опоки, то за трепелы. Результаты термическ[их] и микроскопических анализов позволили уст[а]новить, что минералогический состав этих о[б]разований существенно глинистый, близкий [к] мономинеральному, причем, несмотря на то[ж]дественность исходной породы, тип глинисто[-]го минерала часто меняется от обнажения [к] обнажению. О возможности подобного изм[е]нения пород при выветривании пишет Р. [Э.] Грим: «Доказано, что почвы, содержащие ка[о]линит, и почвы, содержащие монтмориллонит, могут развиваться из одной и той же материнской породы, но при различных климатических условиях, различной топографии местности и времени» [2, стр. 384].

Мощность хоперских опоковидных (верхних очень плотных) глин в описываемом районе достигает 7,0 *м* [5].

В обнажении около с. Воробьевки состав хоперских глин монтмориллонитовый с примесью органики и пирита (рис. 4).

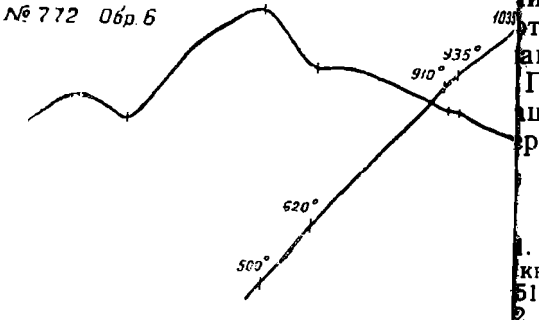


Рис. 4. Термограмма глин «хоперского горизонта» из верхней части разреза с. Воробьевки.

Содержание P_2O_5 в этих глинах приводи[тся] в табл. 3.

Таблица 3

Породы	P_2O_5, %
Глины светло-серые, 40 *см* от контакта с палеогеном	9,16
Глины светло-серые, 70 *см* от контакта с палеогеном	8,60
Глины темно-серые, 1,20 *м* от контакта палеогеном	3,94
Глины темно-серые, 2,0 *м* от контакта с палеогеном	2,73

Как видно из таблицы 3, содержание P_2O_5 глинах этого обнажения по мере удаления контакта с палеогеном понижается, причем темно-серых глинах происходит резкое со-ащение P_2O_5, что видимо объясняется влия-ем органических веществ.

В обнажении около с. Рудни состав хопер-их глин монтмориллонито-гидрослюдистый ри содержании в них P_2O_5 от 3,5 до 6,5%.

В обнажении около ст. Калач термическим ализом установлен гидрослюдистый состав перских глин и, несмотря на значительный рослой высокофосфатных желваков на кон-акте с палеогеном, содержание P_2O_5 в глинах е превышает 2,0%.

Бейделлитовые глины верхней пачки «хопер-кого горизонта» в овраге Рясном на Лит-шкиной горе содержат 0,07% P_2O_5, в то вре-я как на них залегает прослой желваковых осфоритов.

На наш взгляд, приведенный тип фосфати-ации обязан той или иной степени гидратации лин, залегающих на контакте с палеогеном, торый, как правило, сопровождается выдер-анным горизонтом желваковых фосфоритов. Приуроченность наиболее богатых концент-аций P_2O_5 к монтмориллонитовым глинам ерхней части разреза «хоперского горизонта» объясняется их наибольшей, по сравнению с другими глинами, способностью впитывать водные растворы, просачивающиеся с вышележащих горизонтов, богатых фосфатами. Этим можно объяснить эпизодичность участков хоперских глин с повышенным содержанием P_2O_5.

Если проследить по разрезу мощность «хоперского горизонта» в направлении от низких гипсометрических отметок к более высоким, то видно сначала уменьшение мощности, а затем и полное его выклинивание. Это становится понятным, если представить, что точки, находящиеся ниже по склону эрозионной поверхности, получают больше мигрирующего материала по сравнению с точками, расположенными выше. Естественно, что на самых вершинах верхнемеловых эрозионных поднятий мощность «хоперского горизонта» минимальная, поскольку здесь отсутствовал привнос материала со стороны.

Несомненно также влияние процессов карстообразования на рудопроявления белых пластовых фосфоритов. Во-первых, карстовая полость может быть местом скопления материала «хоперского горизонта» за счет оползней, наносов, обвалов с более высоких мест (обнажение Сухой Яр). Во-вторых, выщелачивание карстовыми водами мергелей и мела, включая случаи выщелачивания «губкового горизонта» нижнего сантона, приводит к образованию белых пластовых фосфоритов, как нерастворимого остатка карбонатных пород [3].

Таким образом, приведенный материал показывает, что отложения белых пластовых фосфоритов находятся в зависимости от ряда специфических условий формирования коры выветривания и могут быть приурочены к различным стратиграфическим уровням верхнемеловых отложений. Это дает основание рассчитывать на более широкое пространственное развитие белых фосфоритов, чем до сих пор считалось, и позволяет говорить о них, как о скрытом, но вполне реальном агроминералогическом резерве.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бушинский Г. И. О выветривании фосфоритов. ник.: «Памяти академика А. Д. Архангельского», М., 61.

2. Грим Р. Е. Минералогия глин. М., 1956.

3. Дубянский А. А. Ископаемый карст среди верх-желковых отложений. «Бюлл. Московск. о-ва испыт. ироды, отд. геол.», т. XV, № 4, 1937.

4. Семенов В. П. Палеогеновые отложения территории Воронежской антеклизы. Автореф. докт. дисс., Воронеж, 1964.

5. Четыркина А. А. и Красильников Б. Н. Рекогносцировочное обследование фосфоритовых отложений Калачеевско-Воробьевского района. «Агрономические руды СССР», т. III, ч. 2. М., 1934.

Б. Н. ОДОКИЙ

ЦНИГРИ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ГЕНЕЗИС И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ БОКСИТОВ В ПРЕДЕЛАХ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Бокситовые породы в пределах Воронежской антеклизы впервые были обнаружены А. А. Дубянским в 30-х годах XX в. на юге Воронежской области. В 1955 г. бокситы были выявлены геологами Белгородской железорудной экспедиции ГУЦР, проводившими разведку железных руд на Яковлевском месторождении. С 1962 г. начались планомерные работы по изучению бокситоносности Воронежской антеклизы. Они проводились геологами Воронежской комплексной геологоразведочной экспедиции при участии сотрудников Воронежского университета С. Г. Вишнякова и В. И. Сиротина. В результате проведенных ревизионно-тематических работ в 1962 г. были получены данные, позволившие с 1963 г. начать широкие поисково-разведочные работы на бокситы в Белгородском и других районах КМА, которые в настоящее время продолжаются.

Бокситы и бокситовые породы в описываемом регионе генетически тесно связаны с разновозрастными формациями кор выветривания, развитыми на кристаллических породах фундамента платформы, осадочных и эффузивных образованиях девона и карбона. На интенсивность выветривания помимо палеоклиматических условий большое влияние оказал характер древнего рельефа.

Погребенный рельеф, развитый на различных комплексах пород, отличается по морфологии. Так, на архейских гнейсово-гранитоидных образованиях он представлен сравнительно пологими эрозионно-денудационными изометрическими впадинами и поднятиями с превышениями от нескольких до 20—40 *м* и отдельными долинообразными формами глубиной до 100 *м*, шириной 3—5 *км* и длиной до нескольких десятков километров.

На протерозойских сланцах, метапесчаниках, кварцитах и других породах рельеф структурно-эрозионный. Он обусловлен чередованием узких гребнеобразных крутосклонных возвышенностей, образованных за счет выходов кварцитов, и сравнительно широких долинообразных впадин, развитых на сланцах и метапесчаниках. Превышения возвышенностей над впадинами колеблются от 10—20 до 100—120 *м*. Эти формы на ряде участков осложнены многочисленными просадками силикатного карста глубиной до 40—120 *м*, протяжени 2 *км* и шириной от 100 до 300—500 *м*[1].

На осадочных и эффузивно-осадочных дах погребенный рельеф по характеру э онно-денудационный, пологосклонный, расчлененный. Глубина расчленения не п шает 10—20 *м*.

Наиболее мощные коры развиты на у ках со сравнительно хорошо расчлене структурно-эрозионным рельефом.

По возрасту выделяются девонские, ш каменноугольные и мезо-кайнозойские выветривания.

Девонские коры выветрива образованы как на кристаллических по фундамента в северо-восточной части рег так и на девонских осадочных, эффузив эффузивно-осадочных породах на юго-вос Мощность коры в среднем 10—20 *м*, мес достигает 50—100 *м*. В верхней зоне коры виты глинистые минералы группы каоли нонтронита, гидроокислы железа и в подч ном количестве слабораскристаллизовани аморфные образования глинозема. Фор вание этих кор, по-видимому, проходило ловиях умеренно-аридного жаркого кли постепенно увлажнявшегося к концу вер девона.

Нижнекаменноугольные коры ветривания образовались в условиях кого гумидного климата. Наиболее мо нижневизейская кора имеет своеобразный теритный профиль с хорошо развитой ал вой зоной. Мощность площадной коры д гает 30—40 *м*, а линейной — до 300—5 Нижнекаменноугольные коры выветрива пределах юго-западного склона антек развиты на кристаллических породах ф мента, а в юго-восточной части регио на девонских и турнейских песчано-глин и карбонатных породах. Переотложенные дукты этих кор широко распространены новании визейских отложений на севе склоне антеклизы (Тульская, Калужская занская области).

[1] См. в настоящем сборнике: Б. Н. Одокий, Семкин. Силикатный карст в Белгородском рудном районе КМА.

Из мезо-кайнозойских кор выветривания нами исследовалась главным образом юрская кора выветривания. Она образовалась, по-видимому, в условиях гумидного климата, имеет сравнительно небольшие мощности и сложный характер изменения пород, объясняющийся наложением нескольких этапов выветривания.

До настоящего времени бокситы обнаружены только в пределах развития нижневизейской коры выветривания, перекрытой глинами и карбонатными породами тульского и бобриковского горизонтов. Они распространены в Белгородском и Новооскольском районах КМА. Бокситовые породы типа сиаллитов и аллитов связаны, помимо нижневизейской, с верхнедевонской корой выветривания. Они известны на юге Воронежской области, в Старооскольском железорудном районе КМА и в ряде других мест. Под юрскими отложениями в районе Рыльска и Крупца выявлены элювиальные каолиновые глины, образовавшиеся на гранитоидах и гнейсах архея, а также железные руды с аллитовым кремневым модулем на Лебединском и Михайловском карьерах. Последние являются, по-видимому, корнями нижнекаменноугольной латеритной коры выветривания.

Лучше, чем на других участках, бокситы и связанные с ними бокситовые породы изучены в Белгородском районе КМА. По генезису здесь выделяются элювиальные и осадочные бокситы и бокситовые породы.

Элювиальные бокситы и *бокситовые породы* приурочены к верхней части нижневизейской латеритной коры выветривания, образовавшейся на алюмосиликатных породах — серицитовых, хлоритовых и других сланцах курской серии и амфибол-хлоритовых породах михайловской серии. Перекрыты они отложениями нижневизейского подъяруса. По условиям залегания (по отношению к богатым железным рудам) элювиальные бокситы делятся на околорудные и межрудные. Первые развиты на породах, подстилающих или перекрывающих залежи железных руд, вторые — на сланцевых прослоях, входящих в состав железорудной свиты. (Это деление условно и в дальнейшем потребует изменения).

Бокситообразование захватило материнские породы на глубину до 40—50 *м*. Элювиальные бокситы образуют разобщенные залежи, форма и размеры которых всецело зависят от условий залегания материнских пород и последующего размыва. Межрудные бокситы образуют узкие, вытянутые тела значительной мощности; околорудные — слагают более крупные залежи, но сравнительно меньшей мощности. Элювиальные бокситы располагаются обычно в пределах поднятых участков погребенного рельефа или на их склонах. В понижениях они, как правило, отсутствуют. Глубина залегания бокситов колеблется от 400 до 700 *м*.

По внешнему облику элювиальные бокситы каменистые, серые до светло-серых, реже бурые, кирпично-красные; пористые, псевдобобовой структуры с хорошо выраженной реликтовой текстурой материнских пород.

Минералы свободного глинозема представлены в основном бёмитом и гиббситом. В незначительном количестве встречается диаспор. В зависимости от содержания этих минералов мы выделяем бёмитовые, гиббситовые, бёмит-гиббситовые, гиббсит-бёмитовые и диаспор-бёмитовые разновидности. Преобладают моногидратные бокситы. Минералы свободного глинозема тесно ассоциируют с шамозитом, каолинитом, гётитом, гематитом, сидеритом, кальцитом.

С. И. Бенеславский [1] предварительно выделяет хлорит-бёмитовые, хлорит-диаспор-бёмитовые, каолинит-бёмитовые, гематит-бёмитовые, хлорит-гиббситовые, хлорит-бёмит-гиббситовые и каолинит-гиббситовые минералогические типы бокситов.

По химическому составу бокситы в подавляющей массе высокожелезистые низкого и среднего качества, с содержанием окиси железа до 20—28%. Содержание глинозема колеблется в них от 30 до 67%, кремнезема — от 1,5—3 до 20%. Кремневый модуль 2,6—17.

Осадочные бокситы по возрасту относятся к бобриковскому и тульскому горизонтам визейского яруса нижнего карбона. Они генетически и пространственно тесно связаны с элювиальными и являются в подавляющей массе продуктом их механического переотложения. Неблагоприятный высококремнеземистый и железистый состав ложа, подстилающего осадочные бокситы, исключает перенос незагрязненного глиноземистого материала на значительные расстояния. Обычно осадочные бокситы располагаются в непосредственной близости, на расстоянии не более первых сотен метров, от залежей элювиальных бокситов.

По структуре и условиям залегания среди осадочных бокситов выделяются пролювиально-делювиальные и озерно-болотные. Пролювиально-делювиальные бокситы залегают в крутосклонных просадках силикатного карста или у подножия крутых склонов гребневидных поднятий. Озерно-болотные образуют залежи в пологосклонных долинообразных или блюдцевидных эрозионных впадинах, а также слагают линзообразные тела среди аллювиальных и озерно-болотных отложений в верхних

частях наиболее крупных просадок. С озерно-болотными бокситами тесно связаны сухарные и полусухарные глины. Как и элювиальные, осадочные бокситы образуют разобщенные залежи различных размеров.

Осадочные бокситы имеют обычно красно-бурую окраску, реже зеленовато-серую. Структура их обломочная, бобовая, пизолитовая, колломорфная, реже землистая. Текстура брекчиевидная, массивная, иногда полосчатая. По химическому и минералогическому составу они аналогичны элювиальным.

По технологическим свойствам элювиальные и осадочные бокситы относятся ко всем маркам ГОСТа. Преобладают спекательные бокситы среднего качества, байеровские составляют незначительную часть от общих запасов. Наилучшего качества (трехгидратные) бокситы известны в северной части района.

С элювиальными и осадочными бокситами в Белгородском железорудном районе КМА генетически и пространственно тесно связаны богатые железные руды элювиального и осадочного происхождения и бокситовые породы типа сиаллитов и аллитов. По разрезам многочисленных скважин прослеживаются постепенные переходы от кондиционных железных руд через глиноземистые железные руды к высокожелезистым бокситовым породам и далее к бокситам. Переходные зоны имеют мощности, часто превышающие мощность бокситов.

Глиноземистые железные руды и высокожелезистые бокситы являются комплексной рудой для выплавки чугуна и получения саморассыпающихся алюмокальциевых шлаков.

В Новооскольском районе КМА в основном известны осадочные бокситы серой и буровато-серой окраски, обломочной, бобовой, землистой, пелитоморфной структуры. Элювиальные бокситы имеют подчиненное значение. Они образовались при выветривании даек основных пород и хлорит-слюдистых сланцев; имеют микробобовое строение с неотчетливо выраженной реликтовой текстурой материнских пород. Возраст бокситов нижневизейский. Элювиальные бокситы располагаются на поднятых участках погребенного довизейского рельефа, осадочные — в пониженных частях рельефа, пространственно и генетически тесно ассоциируя с пластами сухарных и полусухарных каолиновых глин. Глубина залегания бокситов колеблется здесь от 180 до 250 *м*.

Минералогический и химический состав бокситов Новооскольского района аналогичен бокситам Белгородского района КМА.

На основании предварительных результатов изучения отмеченных проявлений бокситов КМА их генезис рассматривается нами сл ющим образом:

В нижнем карбоне на приподнятых у ках Воронежской антеклизы, в условиях лого гумидного климата формировалась л ритная кора выветривания. Более интенс выветриванию подверглись породы на у ках сравнительно хорошо расчлененной с с размахом рельефа от 50 до 100—120 *м*. кого типа рельеф был сформирован на пр розойских кварцитах, сланцах и метапе никах. Особенно сильно процессы выветр ния проявились в зонах трещиноватых по возникших как на контактах желези кварцитов со сланцами и метапесчаник при их пликативных дислокациях, так и в зультате нарушения этих пород разлом В пределах таких зон, в результате интен ной инфильтрации подземных вод, пор подверглись выветриванию на глубину 400—500 *м*.

Выщелачивание кремнезема из желези кварцитов привело к образованию бога железных руд, а из сланцев и других выс глиноземистых пород — бокситов. За счет чек пород промежуточного состава, слагаю зоны постепенного перехода между кварц ми и сланцами, образовались глиноземис железные руды и железистые бокситы.

В процессе выветривания, в результате нса кремнезема, щелочно-земельных и щ чей увеличивалась пористость и повышал инфильтрация грунтовых вод. Это, в свою редь, повышало интенсивность процессов ветривания, а также приводило к образова просадок. Эти формы рельефа располага в пределах ослабленных зон контакта же зорудной свиты с подстилающими и перек вающими ее сланцами и метапесчаник Просадки заполнялись грубым пролювиал делювиальным неотсортированным мате лом, поступавшим с их бортов, сложенны гатыми железными рудами и бокситами.

В долинообразные межаномальные пони ния в рельефе с поднятых участков сноси главным образом, тонкий терригенный ма риал, оседавший в озерно-болотных водое где образовались осадочные озерно-болот бокситы. Частично перенос глинозема осущ влялся, по-видимому, химическим путем. личительной чертой озерно-болотных бокси является развитие колломорфных, пизол вых, бобовых структур и включения стигма В тульское — бобриковское время в резул те трансгрессии визейского моря боль часть коры выветривания и переотложен продукты ее, как наиболее рыхлые образо ния, были размыты. Сохранились они лишь

участках, где трансгрессирующий бассейн имел спокойный гидродинамический режим.

Таким образом, решающими факторами в образовании бокситовых месторождений в пределах юго-западного склона Воронежской антеклизы являлись:

1. Теплый гумидный климат, способствовавший развитию латеритного выветривания, который господствовал в тульское — бобриковское время.

2. Сложно расчлененный рельеф суши, создавший благоприятные условия для циркуляции подземных вод, что привело к интенсификации процессов выветривания.

3. Литологический состав материнских пород. Наиболее благоприятными для бокситообразования являлись, по-видимому, серицитовые и хлоритовые сланцы, амфиболиты, средние и основные изверженные породы, а также другие маложелезистые и высокоглиноземистые разновидности пород.

4. Характер отложений, перекрывающих формацию коры выветривания. Наиболее благоприятными, обеспечивающими сохранность бокситов от размыва, являются тонкозернистые глинистые и карбонатные отложения.

Эти благоприятные для образования бокситов условия служат ведущими геологическими предпосылками для выбора перспективных площадей при поисках бокситовых месторождений в пределах Воронежской антеклизы. На основании этих факторов перспективной на бокситы площадью является юго-западный склон антеклизы, в пределах которого развита нижнекаменноугольная кора выветривания и в первую очередь (помимо Белгородского и Новооскольского районов КМА, где уже известны проявления и месторождения бокситов) южная часть Реутецких аномалий и площадь между Скородным, Новым Осколом, Большетроицей, Корочей.

Большие перспективы выявления месторождений бокситов осадочного генезиса (типа тихвинских) имеются и в пределах северного склона антеклизы, где широко развиты угленосные отложения тульского и бобриковского горизонтов, сухарные каолиновые глины, бурые железные руды. Среди этих отложений, залегающих на выветрелых карбонатно-песчано-глинистых породах девона и турнейского яруса нижнего карбона, в южной части Тульской области (Шенуровка, Никитовка, Сатино), известны небольшие тела бокситов и гиббсит-аллофан-галлуазитовых пород, а в 1964 г. бокситовой партией ЦЧГГЭ обнаружено новое проявление гиббситовых бокситов в районе Суворовского месторождения огнеупорных глин (западная часть Тульской области).

В связи с выявлением Мячковского проявления бокситов юрского возраста резко повышается перспективность юрской коры выветривания и в первую очередь на участках, где эта кора хорошо развита на глиноземистых породах и где в непосредственной близости от нее залегают толщи доюрских закарстованных известняков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бенеславский С. И. О вещественном составе бокситов Белгородской области. «Разведка и охрана недр», 1965, № 1.

2. Бушинский Г. И. О некоторых вопросах геологии бокситов. В сб.: «Вопросы геологии и геохимии бокситов», М., 1964.

3. Вишняков С. Г., Одокий Б. Н. Бокситоносность юга Воронежской области и территории КМА. «Тез. межобл. геол. совещ. по геол. и минеральн. ресурсам ЦЧО», Воронеж, 1962.

4. Вишняков С. Г., Одокий Б. Н., Сиротин В. И. Бокситоносность Курско-Воронежской антеклизы. «Геол. и полезн. ископ. центр.-черноземн. обл. Тр. межобл. геол. совещ.», Воронеж, 1964.

М. Н. ГРИЩЕНКО,
Г. В. ХОЛМОВОЙ

ВЛТИ, ЦЧГГЭ

К ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНО-ЧЕРНОЗЕМНЫХ ОБЛАСТЕЙ В НЕОГЕНЕ

Геологические исследования последних лет дали большой фактический материал, позволяющий уточнить генезис, состав, строение и геологический возраст той части неогеновых отложений, которые выделяются в бассейне Верхнего Дона в ергенинскую толщу. Особенно ценный материал дали геологические съемки разных масштабов, проведенные Геологическим управлением центральных районов в содружестве с геологами ВГУ и ВЛТИ и дополненные палеонтологическими и литологическими исследованиями.

Эти материалы дают возможность наметить основные черты геологической истории развития и палеогеографии описываемой территории в неогене как основу для дальнейших более детальных исследований.

В геоморфологическом отношении описываемые центрально-черноземные области охватывают почти всю Средне-Русскую возвышенность, всю Калачскую возвышенность, западные склоны Приволжской возвышенности и южную часть обширной Окско-Донской низменности (Тамбовская равнина).

Геологическая история этой территории тесно связана с развитием Воронежской антеклизы, ядром которой является кристаллический массив, прикрытый осадочным чехлом пород разного возраста — от палеозоя до четвертичных отложений включительно.

Основу рельефа ЦЧО составляют геологические структуры в виде блоковых поднятий и прогибов, заложенных еще в донеогеновое время и испытывавших подвижки разного знака, разной амплитуды и разной интенсивности в течение всего неогена. На фоне этих подвижных структур развивалась гидрографическая сеть, приспосабливаясь к ним или моделируя их. На разных этапах развития в неогене гидрографическая сеть неоднократно перестраивалась, но эта перестройка касалась лишь второстепенных ее звеньев. Основной план гидрографической сети удерживался в течение всего неогена без существенных изменений.

По имеющимся материалам удается наметить пока пять основных этапов геологического развития описываемой территории, в пределах которых безусловно имели место изменения более мелкого порядка, для выделения которых пока нет достаточных данных.

Континентальные условия на территории центрально-черноземных областей сложились в конце палеогена, верхняя граница которой здесь проводится по поверхности полтавской серии осадков в понимании местных геологов [11].

После ухода последнего палеогенового моря описываемая территория представляла собой обширную низменную равнину, полого наклоненную к югу (I этап). На этой территории в то время наметились две основные области — область сноса на севере и область накопления на юге (рис. 1). В пределах каждой из этих областей определились основные элементы геологических структур — слабо выраженные поднятия и прогибы, определившие направление слабо дифференцированного стока. Сток того времени проходил главным образом в южном, юго-западном и предположительно в юго-восточном направлениях, что устанавливается по немногим обнажениям сохранившегося аллювия и аллювиально-озерных отложений в области накоплений. Стратотипом отложений этого времени послужило обнажение у с. Шапкино на водоразделе рек Нежеголи и Волчьей, левых притоков Северного Донца.

По характеру аллювия, его распространению и условиям залегания сток в «шапкинское» время проходил в форме слабо дифференцированных, плоских, блуждающих потоков незначительной мощности [2].

Никаких палеонтологических материалов для характеристики физико-географических условий на первом этапе развития территории ЦЧО пока нет, за исключением спорово-пыльцевого спектра из глин у с. Кодинцово в бассейне р. Россоши[1]. Большая засоленность глинистой фации осадков этой свиты, наличие железисто-марганцевистых соединений и красноцветной коры выветривания указывают на большую интенсивность диагенетических

[1] В спектре выделена пыльца Laurus, Ilex, Platicarya, Betula, Alnus, Chenopodiaceae, Rubiaceae, Aster, Artemisia [11].

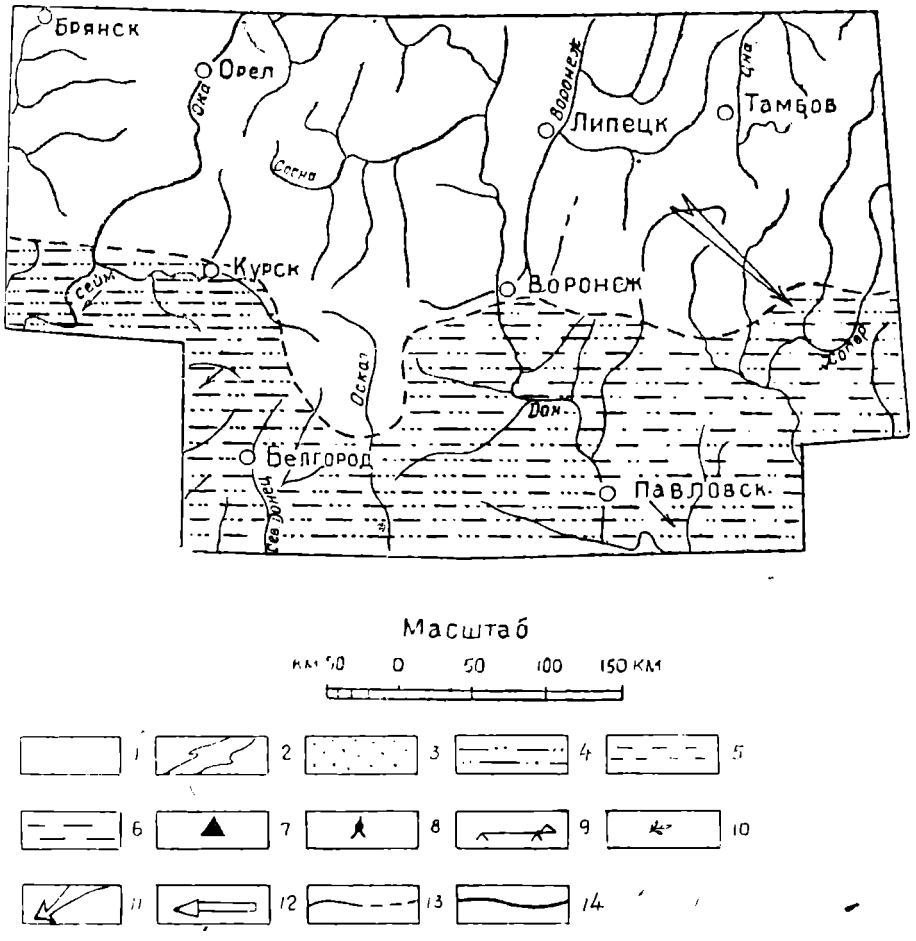


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая схема I этапа континентального развития территории центрально-черноземных областей.

Шапкинский горизонт. Верхний олигоцен — нижний миоцен.

Условные обозначения (к рис. 1, 2, 3)

1 — области сноса; 2— речные долины; 3 — пески кварцевые; 4 — глинистые пески и песчаные глины; 5 — алевриты; 6 — глины; 7 — вулканические пеплы (вне масштаба); 8 — радиолярии; 9 — фауна наземных позвоночных; 10 — наземная растительность; 11 — главные направления сноса обломочного материала; 12 — второстепенные направления сноса обломочного материала; 13 — границы достоверные и предполагаемые; 14 — границы последующих неогеновых размывов.

процессов, охвативших всю толщу, возможно, многократно наложенных друг на друга.

Позже описываемая территория испытала более значительное общее поднятие. В соответствии с наметившимся структурным планом произошло заложение и разработка основных элементов гидросети на всей территории. На фоне общего поднятия наметилось некоторое отставание в темпах участка территории в пределах Тамбовской равнины. Эта пониженная часть территории, по-видимому, служила ареной интенсивной геологической деятельности речных потоков в разные эпохи неогенового и четвертичного времени [3]. Древнейшая эрозионная долина меридионального простирания была оформлена в восточной части Тамбовской равнины (рис. 2) [1].

Исследованиями последнего времени установлено, что среди пород, выполняющих эту долину, значительное распространение имеют морские отложения. Это дает основание допускать, что при поднятии уровня моря в Понто-Каспии произошла глубокая ингрессия моря на север и по разработанной эрозионной долине морская вода проникла в пределы Тамбовской равнины и, возможно, еще далее на север.

Эта долина заполнена осадками сложного литологического состава. В нижней части толщи, связанной с наиболее глубоким врезом, они представлены темноцветными до черных, часто углистыми глинами, чередующимися с прослоями песка и алеврита, иногда с галечником у основания и внутриформационными перерывами. Подошва этого комплекса осадков, получившего название «ламко-андреевской свиты» [4], опускается до +20—30 *м* над уровнем моря или на 60—70 *м* ниже уреза воды в реке.

Особенность этой свиты — обилие растительных остатков, в том числе пыльцы и спор, семян и листовых отпечатков, по которым вмещающие их породы можно датировать неоге-

[1] В подготовке карт к статье принимал участие В. Н. Мирошников.

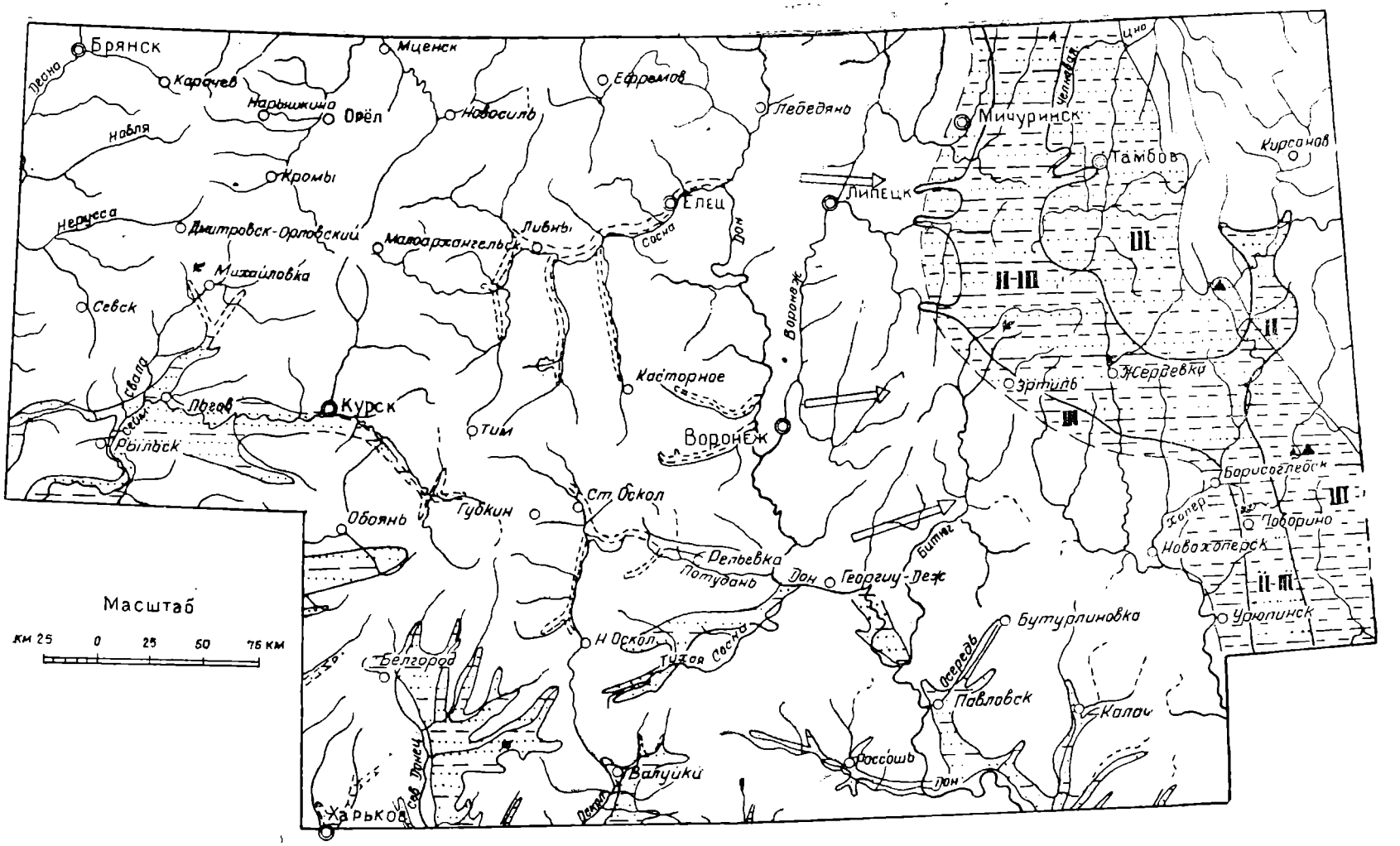


Рис. 2. Литолого-палеогеографическая схема II и III этапов развития территории центрально-черноземных областей.

II этап. Ламко-андреевская свита. Нижний и средний миоцен.

ном, с погружением до нижнего миоцена включительно, пока без более дробной стратификации их [1]. Обилие обуглившихся растительных остатков, присутствие в породах этой свиты сульфидов железа, сидерита характеризуют восстановительные условия седиментации осадков в начале аллювиального, а впоследствии лиманного и морского происхождения, о чем можно судить по мощности, текстуре осадков и литологическим особенностям их.

После заметного перерыва, обозначенного сменой характера осадков, обогащением их в нижней части более грубым материалом, выше залегает свита иного литологического состава. Она сложена зеленовато-серыми кварцево-глауконитовыми песками, алевритами, серыми и зеленовато-серыми глинами иногда с галечником опоковидных пород в основании (села Горелки, Текино, Каменка, Сосновка).

Стратотипом для этой свиты может служить известное обнажение у с. Горелки Воронежской области на левом берегу Хопра с выходом вулканического пепла. В стратиграфической схеме 1952 г. [4] она названа «собственно ергенинской». Позднее эта свита называлась «горелковская» [5], а также «челнавские слои» [8].

Особенность этой свиты — более четко выраженные признаки ее морского происхождения (глауконит, скелеты радиолярий, спикулы губок, панцири диатомовых водорослей [7, 9], а также наличие вулканического пепла [5, 6] и более широкое распространение по сравнению с ламко-андреевской свитой. В нее включается не только собственно ергенинская свита М. Н. Грищенко, распространенная восточнее ламко-андреевской, но и верхняя часть последней, литологически сходная с первой [5, 8]. Очевидно, после накопления ламко-андреевской свиты произошло расширение ингрессии. Абразия моделировала эрозионную долину, расширив ее до пределов, намного превышающих нормальные размеры речных долин (III этап, см. рис. 2).

Д. М. Коненков [7] условно относил горелковскую свиту к акчагылу. М. И. Лопатников [8] по результатам определения диатомовых водорослей датирует челнавские слои плиоценом. Наши палинологические исследования этих отложений из обнажений у с. Грязное — на р. Грязнушке, на р. Ламке указывают лишь на постепенное изменение к этой свите и в ее пределах миоценовой флоры вследствие обеднения, а затем и полного выпадения пыльцы лиственных пород. Это изменение приводит к формированию лесной растительности типа темнохвойной тайги с господством нескольких видов Pinus и с участием Tsuga, Picea, Abies и других форм сем. Pinaceae.

Эти данные не подтверждают плиоценовый возраст рассматриваемой свиты, тем более с такой точной датой, как акчагыл, с таким большим разрывом во времени, как нижне-средний миоцен — акчагыл, и очень слабо выраженным перерывом в литологической колонке неогена. По стратиграфическим и другим признакам эта свита ближе к верхам миоцена, чем к плиоцену.

В конце горелковского времени происходит новое поднятие территории с одновременной регрессией в Понто-Каспии, которое привело к новому понижению базиса эрозии. Усиление эрозионных процессов вызвало переуглубление речных долин на возвышенных участках и заложение новой эрозионной долины в Тамбовской равнине, западнее ламко-андреевской и горелковской свит (IV этап). Западный борт этой долины проходит вдоль правого берега долины нынешнего Дона (рис. 3).

Глубина эрозионного вреза на IV этапе была значительно меньше по сравнению с предыдущим этапом. Она достигала в среднем лишь 100—110 *м* абсолютной отметки. Новая эрозионная долина заполнена типичными аллювиальными осадками нормального разреза: внизу залегает галечник базального горизонта; выше лежат пески кварцевые, крупно- и разнозернистые, постепенно переходящие к мелкозернистым. Кровлю этих отложений составляют аллювиально-озерные отложения, глины зеленовато-серые и серые, вверху мраморовидные и кирпично-красные, напоминающие типичную кору выветривания.

Максимальная мощность этой аллювиально-озерной свиты, в стратиграфической схеме получившей название «усмань-хапровской», достигает 20—30 *м*.

Исключительно большую ширину эрозионного вреза и образование обширной аллювиальной равнины этого этапа можно объяснить сравнительно высоким и стабильным положением базиса эрозии, как следствие относительной тектонической пассивности территории в то время.

Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из глинистой фации верхней части усмань-хапровской свиты, представлены пыльцой травянистых растений типичного степного комплекса. Литологические особенности пород этой свиты не противоречат такому представлению о ландшафте и физико-географических условиях того времени. Других материалов для обоснования таких представлений пока нет.

В пределах Средне-Русской и Калачской возвышенностей отложения, синхронные ус-

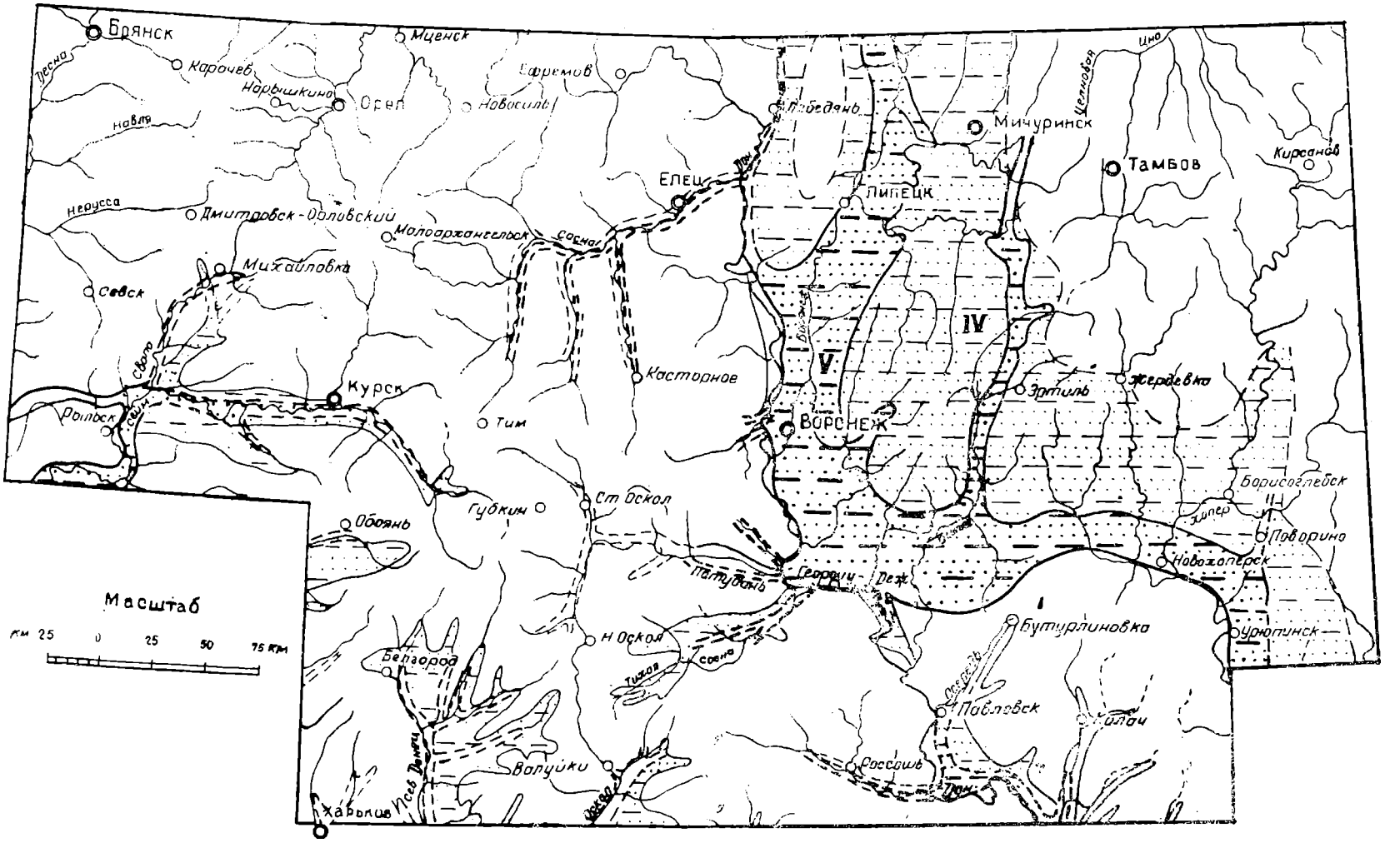


Рис. 3. Литолого-палеогеографическая схема IV и V этапов континентального развития территории центрально-черноземных областей.
IV этап. Усманская (усмань-хапровская) свита. Нижний плиоцен.
V этап. Кривоборская (воронежско-гурийская) свита. Нижний — верхний плиоцен.

мань-хапровской свите, как и свитам II и III этапа, входят в состав нерасчлененного комплекса отложений неогеновых террас и могут быть связаны с первым и более низкими эрозионными врезами [2].

Эта свита, несомненно, моложе миоцена и может соответствовать одному из этапов геологического развития территории в плиоцене. В намечающейся стратиграфической схеме она может отвечать нижнему плиоцену (ранее эта свита датировалась верхним плиоценом [4]).

Начало следующего, V этапа совпадает с новым проявлением тектонической активности на описываемой территории, возможно, также сопровождавшейся понижением базиса эрозии, что обусловило новое переуглубление гидрографической сети.

У западного борта Тамбовской равнины, в левобережной части нынешних долин Воронежа и Дона, был разработан эрозионный врез, продолжавшийся к востоку вдоль северных склонов Калачской возвышенности до его слияния с долиной Хопра (рис. 3). По глубине этот врез превосходил врез предыдущего этапа, но несколько не достигал глубины среза II этапа, вмещающего ламко-андреевскую свиту. Ложе среза V этапа достигало 50—60 *м* абсолютной высоты.

Этот врез заполнен 40—50-метровой толщей аллювия, базальный горизонт которого сложен гравием, галькой и валунами кремня и известняка подмосковного типа до 30 *см* в диаметре. Выше базального горизонта лежат пески кварцевые, преимущественно крупные и разнозернистые, вверху более мелкозернистые с прослоями и линзами темноцветных глин. Темноцветные глины с линзами лигнита, венчающие эту толщу, представляют собой пойменную фацию аллювия.

Описываемая свита литологически делится на три аллювиальных комплекса, которые связаны с двумя эрозионными врезами, свидетельствующими о сложном гидрологическом режиме потока V этапа неогеновой истории, за недостатком материала еще слабо изученном.

Переуглубление и накопление аллювия в эрозионных врезах происходило и за пределами Тамбовской равнины, но выделение их затруднено в связи с тем, что эти отложения литологически сходны с более молодыми, залегают обычно очень низко, поэтому редко наблюдаются в обнажениях, часто бывают размыты в более позднее время. К настоящему времени эти отложения вскрыты буровыми скважинами в долине р. Свапы близ с. Михайловка Курской области и в долине Дона близ г. Павловска Воронежской области. В основном распространение их связано с основными эрозионными врезами более ранних этапов, с незначительным изменением их рисовки в плане.

В стратиграфической схеме неогена рассматриваемая свита неогеновых отложений получила название «воронежско-гурийской» [4]. Стратотипом ее служили обнажения в окрестностях г. Воронежа, в том числе и известное обнажение у с. Кривоборье на левом берегу Дона. Однако в этих обнажениях тоже выступает только верхняя ее часть. Полные разрезы этой свиты получены буровыми скважинами в г. Воронеже и его окрестностях.

Палеокарпологическими и палинологическими исследованиями пойменной фации темноцветных глин и лигнитов выявлена богатая ископаемая флора плиоценового возраста. Но состав ее существенно обеднен по сравнению с миоценовой флорой. П. А. Никитин [10] и П. И. Дорофеев по остаткам семенной флоры датируют эти отложения нижне-средним плиоценом. В последнее время на основании палеонтологических материалов намечается возможность выделения аналогов верхнего плиоцена Нижнего Дона (семенная и пыльцевая флора на р. Кшень в бассейне Сосны и фауна грызунов у с. Петропавловки на Дону).

Для точного определения геологического возраста, стратиграфического расчленения выделяемых свит неогеновой толщи бассейна Верхнего Дона и тем более для сопоставления с аналогичными отложениями других районов,

Таблица

Стратиграфическое подразделение		Выделяемые свиты в бассейне Верхнего Дона
Плиоцен	Верхний	Петропавловская
	Средний	Кривоборская (воронежско-гурийская) [1]
	Нижний	Усманская (усманьхапровская)
Миоцен	Верхний	Горелковская (собственно ергенинская)
	Средний	Ламская (ламко-андреевская)
	Нижний	Шапкинский горизонт
Олигоцен	Верхний	Полтавская серия

[1] В скобках даны названия свит для всего бассейна Верхнего Дона по прежней схеме [4].

в том числе с неогеновыми отложениями Понто-Каспия, данных пока очень мало. В настоящее время выделенные нами свиты неогеновых отложений можно сопоставить с морским неогеном южных бассейнов следующим образом (см. табл. на стр. 189).

ЛИТЕРАТУРА

1. Грищенко М. Н. О миоценовой флоре ергенинской толщи Окско-Донской низменности. «Докл. АН СССР», т. 160, вып. 6, 1965.

2. Грищенко М. Н. Основные итоги изучения неогеновых и четвертичных отложений территории КМА. «Геол. и полезн. ископ. центр.-черноземн. обл. Тр. межобл. геол. совещ.», Воронеж, 1964.

3. Грищенко М. Н., Мирошников В. Н., Холмовой Г. В. Ергенинская толща Окско-Донской низменности и сопоставление ее с аналогичными отложениями Н. Дона. «Тез. докл. науч. геол. конф. Ростовск. гос. ун-та», Ростов-на-Дону, 1963.

4. Грищенко М. Н. К палеогеографии бассейна Дона в неогене и четвертичном периоде. «Материалы по четвертичн. периоду СССР», вып. 3, М., 1952.

5. Грищенко М. Н., Мирошников В. Н. Вулканические пеплы третичного времени — охраняемый памятник природы Воронежской области. «Охрана природы Центр.-Черноземн. полосы», сб. № 5, Воронеж 1964.

6. Дубянский А. А. Геология и подземные воды северной части Воронежской области. Воронеж, 1939

7. Коненков Д. М. Четвертичные и неогеновые отложения в связи с историей формирования долины Дона. «Бюлл. Московск. о-ва испыт. природы, отд. геол.», т. XXI (2), 1946.

8. Лопатников М. И., Королева Г. С. Первая находка диатомовых в ергенинских отложениях Окско-Донской низины. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 11, М., 1964.

9. Мирошников В. Н. О находке микрофауны в ергенинской толще Окско-Донской низменности. «Геол. сб. Тр. Воронежск. гос. ун-та», т. 62. Воронеж, 1963.

10. Никитин П. А. Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области. М.—Л., 1957.

11. Семенов В. П. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж, 1965.

Н. П. ХОЖАИНОВ, С. Т. АКАЕМОВ

ВГУ

О ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО КАРБОНА В СВЯЗИ С ГЕНЕЗИСОМ БОКСИТОВ НА ТЕРРИТОРИИ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

Формирование кор выветривания, в том числе глиноземистых (латеритных), определяется двумя ведущими факторами — климатом и рельефом. Климатический фактор проявляется в химизме процессов выветривания и минералогическом составе образующихся продуктов выветривания, а также одновременно формирующихся и перекрывающих кору осадочных пород. Рельеф времени формирования кор, являющийся следствием тектонических и эрозионно-денудационных процессов, определяет сохранность кор во время их перекрытия и переотложение продуктов выветривания. Познание этих процессов для древних кор выветривания возможно лишь при палеогеографической реконструкции древнего ландшафта. При этом мы исходим из положения, что формирование химических кор выветривания происходит в узких интервалах времени при затухании тектонических движений [16, 17]. Об этом свидетельствует олигомиктовый и мономинеральный, преимущественно кварцевый состав кластогенных пород, накапливающихся в бассейнах седиментации одновременно с формированием кор и в нижних горизонтах, перекрывающих коры, тогда как времени активизации тектонических движений соответствует, как правило, полимиктовый, преимущественно полевошпатово-кварцевый состав синхронных кластогенных пород [14, 15, 16]. Кратковременность формирования кор отмечалась и другими исследователями [10].

На южном склоне Воронежской антеклизы выявлены и изучены разновозрастные коры выветривания: средне- и верхнедевонские, турнейские, визейские, мезозойские [2, 3, 6, 7, 8, 9, 11, 15, 16, 17, 18]. Однако латеритные коры и связанные с ними бокситовые породы известны лишь под отложениями мамонской толщи верхнего девона, визейского яруса и

6. Соколовский И. Л. О связи между генезисом лёссовых пород, их составом и свойствами. В сб. «Вопросы строительства на лёссовых грунтах», Воронеж, 1961.

7. Тумин Г. М. Механический анализ и картографическая группировка пород и почв. «Ежегодник по геологии и минералогии России», 1910.

С. А. КОВАЛЬ

ВГУ

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ НИЖНЕВОЛЖСКИХ И НЕОКОМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ КМА

Нижневолжские и неокомские отложения в пределах Курских магнитных аномалий распространены повсеместно. Среди пород осадочного чехла, перекрывающих железные руды месторождений КМА, они слагают значительные объемы, а в районе Лебединского месторождения непосредственно залегают на богатых железных рудах и породах докембрия. Поэтому детальное изучение вещественного состава нижневолжских и неокомских образований, а также закономерностей его изменения имеет не только теоретическое, но и весьма важное практическое значение.

Нижневолжские и неокомские отложения южной и северной частей территории КМА существенно отличаются друг от друга. Граница между северным и южным типами названных отложений как нижневолжского, так и неокомского возраста проходит приблизительно по линии Новый Оскол — Обоянь — Крупец. В настоящей статье кратко излагаются основные результаты изучения литологических особенностей отложений северного типа.

Среди образований указанного возраста В. Н. Преображенской (1961) выделяются следующие ярусы: нижневолжский, валанжинский, готеривский и барремский. Нижневолжский ярус в пределах изученной площади имеет повсеместное распространение, тогда как валанжинский, готеривский и барремский ярусы сохранились не везде вследствие их размыва.

Толща пород нижневолжско-неокомского возраста, хорошо отличающаяся от подстилающих и перекрывающих ее образований, относительно однородна по составу и почти совершенно не содержит макрофауны. Микрофауна встречается редко. Вследствие указанных обстоятельств задача расчленения этой толщи является весьма нелегкой, и разрешение ее возможно только на основе детального изучения особенностей вещественного состава.

Отложения всех перечисленных ярусов представляют собой песчано-глинистые породы, возникшие в результате преобразования осадков неглубокого эпиконтинентального морского бассейна гумидной зоны. Они образовались главным образом за счет размыва и многократного переотложения более древних юрских, каменноугольных и девонских рыхлых песчано-глинистых отложений и в незначительной степени за счет разрушения кристаллических пород докембрия, что является причиной чрезвычайно монотонного состава терригенной части пород. Вследствие этого большое, нередко решающее значение для выделения названных ярусов приобретают аутигенные минералы, а также характер и степень переработки в общем-то однообразного материала, сносимого с суши.

Таким образом, для надежного расчленения нижневолжско-неокомской толщи на составляющие ее ярусы необходимо иметь правильное представление об условиях разрушения, переноса, отложения и последующего преобразования исходных продуктов. Эти условия для указанных ярусов были различными, благодаря чему в настоящее время представляется возможным достаточно четко расчленять нижневолжско-неокомскую толщу по литологическим признакам. Объем статьи не позволяет останавливаться на характеристике самих условий мобилизации и преобразования продуктов разрушения, поэтому ниже приводятся только главные особенности вещественного состава нижневолжского, валанжинского,

готеривского и барремского ярусов, по комплексу которых можно выделять их и отличать друг от друга.

1. Гранулометрический состав пород. Главными по распространенности во всех ярусах являются песчано-глинистые породы. При этом каждому ярусу свойствен особый, характерный для него гранулометрический спектр. В таблице 1 приводится средний гранулометрический состав песчано-глинистых пород из наиболее типичных разрезов по результатам 106 анализов.

являются весьма сходными. Содержания даже в пределах одной литологической пач испытывают такие резкие колебания, что пользование и этих (количественных) данн в качестве надежных критериев для расчле ния толщи пока также не представляется в можным.

Поэтому, не приводя полностью результат количественных иммерсионных анализов, остановимся лишь на тех особенностях вещ ственного состава отдельных ярусов, бла даря которым возможно достаточно четк

Таблица 1

Ярусы	Средний гранулометрический состав, %				
	>0,25 мм	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01
Барремский	3,20	17,48	35,69	10,23	33,40
Готеривский	3,27	10,80	13,70	14,23	58,10
Валанжинский *	4,98	2,75	7,09	10,98	74,25
Нижневолжский	1,85	7,32	25,16	9,17	56,50

* Здесь учтены только терригенные компоненты породы, аутигенные же исключены (путем пересчета) по той причине, что в валанжинском ярусе содержание их весьма высокое и поэтому сильно искажает истинный гранулометрический состав первичного осадка.

Весьма важной особенностью нижневолжских отложений является, как правило, значительное преобладание крупноалевритовой фракции над тонкоалевритовой, тогда как для готерива характерно обратное соотношение этих фракций, хотя и не столь резко выраженное. Эта особенность уже отмечалась нами при характеристике вещественного состава нижневолжских и неокомских отложений района Новоялтинского месторождения [1].

2. Минералогический состав песчано-алевритовых фракций. Состав легкой фракции песчано-алевритовой размерности (от 0,01 до 0,25 *мм*) для всех четырех ярусов в общем довольно близок. Он характеризуется наличием резко преобладающего кварца, относительно небольшим содержанием полевых шпатов (ортоклаза и микроклина), слюд (главным образом, мусковита), глауконита и кальцита. В тяжелой фракции, помимо аутигенных пирита, глауконита, сидерита и гидроокислов железа (составляющих нередко до 80—90% тяжелой фракции), в относительно больших количествах содержатся ильменит, циркон, в несколько меньших — рутил, гранат, турмалин, дистен, ставролит и совсем в малых — силлиманит, эпидот, амфиболы, анатаз, брукит, сфен, монацит, ксенотим, корунд, апатит, магнетит и др.

Подавляющее большинство терригенных минералов легкой и тяжелой фракций в отложениях разных ярусов с качественной стороны

расчленение нижневолжско-неокомской толщ на составляющие ее части (ярусы).

Главнейшие минералы, которые могут име корреляционное значение, следующие: в ле кой фракции (с удельным весом менее 2,9) глауконит, кальцит, полевые шпаты, слюд в тяжелой — глауконит, коллофан, сидери гидрогётитовые оолиты и роговая обман Характер распределения перечисленных мин ралов по отдельным ярусам нижневолжск неокомской толщи КМА показан на рис. 1, г приводятся средние содержания их в сум фракций песчано-алевритовой размерно (от 0,01 до 0,25 *мм*). Расчет производил обычным способом (аутигенные минералы по отношению ко всей фракции, терригенные по отношению только к терригенной час фракции).

Максимальное содержание глауконита легкой фракции присуще нижневолжскому готеривскому ярусам, в которых он присутс вует примерно в одинаковых количества (рис. 1). Однако качество глауконита указа ных ярусов различно. Для нижневолжских о ложений характерен ярко-зеленый густоокр шенный глауконит, образовавшийся в резул тате выпадения и старения геля глауконит вого состава в стадию сингенеза (в поним нии Л. Б. Рухина [4]), возможно, в седимент генезе. Зерна его, имеющие размер бол 0,1 *мм*, почти всегда рассечены глубокими тр

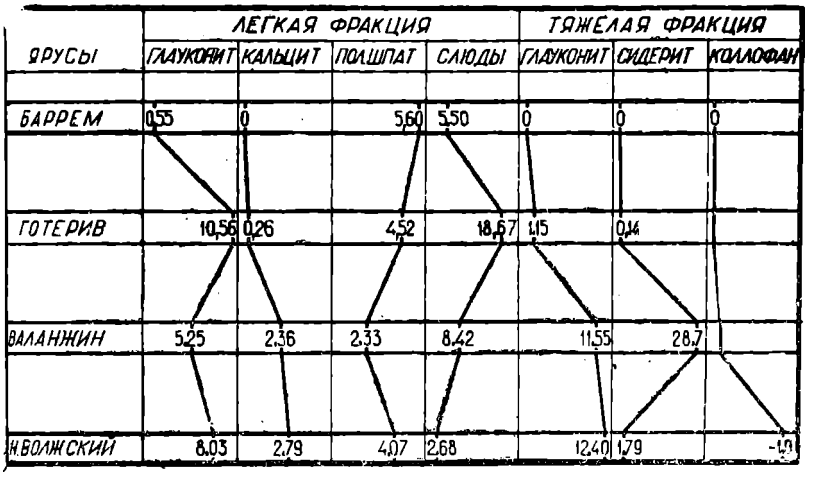


Рис. 1. Характер распределения главнейших корреляционных минералов в нижневолжско-неокомской толще КМА. Содержание дано в %

щинами синерезиса, связанными с сокращением объема при старении и раскристаллизации первичного гелевого комочка. Контуры зерен (в шлифах) четкие. Этот глауконит благодаря своей яркой окраске легко устанавливается и при рассматривании образца невооруженным глазом. Напротив, для готеривского яруса типичным является относительно светлоокрашенный желто- или буровато-зеленый глауконит, возникший в собственно диагенетическую стадию в результате глауконитизации (метасоматического замещения) главным образом глинистых комочков, образовавшихся, по-видимому, в результате жизнедеятельности организмов [2].

В связи с иным способом образования зерна готеривского замещающего глауконита имеют совершенно иной облик. Характерной и важной особенностью их является отсутствие трещин синерезиса. Зерна диагенного глауконита (в шлифах) часто имеют нечеткие, расплывчатые контуры. Этот глауконит по причине своей тусклой окраски, очень близкой к цвету основной глинистой массы породы, с трудом устанавливается при макроскопическом изучении образца.

Вследствие разного происхождения глауконита готеривского и нижневолжского ярусов имеют разные физические свойства (цвет, удельный вес и др.). По этой причине в тяжелой фракции нижневолжских отложений содержится до 12,4% глауконита, в то время как в готеривских — всего 1,15%.

Поскольку гранулометрический состав отложений всех четырех ярусов существенно отличается друг от друга, более правильное представление о распределении аутигенных минералов по ярусам дает табл. 2, где приводятся средние содержания некоторых аутигенных минералов, рассчитанные по отношению к весу всей породы (а не только песчано-алевритовым фракциям, как на рис. 1).

Из таблицы 2 следует, что в нижневолжском ярусе «тяжелого» глауконита в четыре раза больше, а карбоната кальция в 14 раз больше, чем в готеривском.

Для валанжинского яруса характерно высокое содержание сидерита (до 5,54% по отношению ко всей породе), тогда как в других ярусах содержание его не достигает даже сотых долей процента. Однако наиболее существенная особенность валанжинского яруса КМА заключается в наличии в его составе железистых оолитов, которые являются обяза-

Таблица 2

Ярусы	Содержание минералов во всей породе, %				Отношение глауконита с уд. весом >2,9 ко всему глаукониту	Содержание минералов в усл. ед.	
	Глауконит		Кальцит	Сидерит		Глауконит с уд. весом >2,9	Кальцит
	Весь	В том числе с уд. весом >2,9					
Барремский	0,47	—	—	—	—	—	—
Готеривский	3,39	0,013	0,096	+	0,0038	1	1
Валанжинский	1,34	0,089	0,394	5,54	0,071	19	4
Нижневолжский	3,58	0,064	1,37	+	0,0184	4	14

тельной составной частью валанжинских пород (за очень редким исключением) и иногда достигают почти 30% от веса образца. В то же время в отложениях других ярусов нижневолжско-неокомской толщи КМА железистые оолиты почти совершенно не встречаются (кроме переотложенных в результате размыва валанжинских пород).

Коллофан является характерным минералом нижневолжских отложений, где он отмечается почти постоянно, тогда как в породах других ярусов почти не встречен или наблюдается иногда в виде единичных обломков.

Полевые шпаты весьма важны при выделении валанжинского яруса, так как в последнем содержание их примерно в 2 раза ниже, чем в отложениях нижневолжского, готеривского и барремского ярусов.

В отложениях готерива наблюдается максимальное количество слюд.

Важный признак барремских отложений КМА — наличие в тяжелой фракции роговой обманки, которая почти совершенно не встречается в отложениях других, рассматриваемых здесь ярусов. Содержание ее в мелкопесчаной (0,1—0,25 *мм*) фракции достигает 18, а иногда 40%, что хорошо согласуется с материалами И. Г. Сазоновой [5], по данным которой для баррема Среднего Поволжья характерно высокое содержание этого минерала (до 56%).

3. Минералогический состав глинистой фракции. Состав основной части глинистой фракции изучаемых ярусов почти совершенно одинаков. По данным термических, электронномикроскопических, химических анализов, результатам окрашивания органическими красителями, а также оптических исследований в иммерсионных жидкостях и прозрачных шлифах фракция менее 0,001 *мм* представлена существенно гидрослюдами, иногда частично монтмориллонитизированными (либо с механической примесью минералов из группы монтмориллонита). В качестве примесей во фракции менее 0,001 *мм* констатированы органическое вещество, пирит, гидроокислы железа и алюминия, карбонаты (отчетливо проявляющие себя на термических кривых), а также каолинит и галлуазит, хорошо видимые под электронным микроскопом и иногда даже с помощью обычного поляризационного микроскопа при больших увеличениях (порядка 900—1350 раз).

Наиболее важными (с точки зрения установления различий между глинистыми составляющими пород разных возрастов) являются примеси карбонатного вещества, гидроокислов железа и алюминия, а также пирит.

На рис. 2 приведены дифференциальные термические кривые нагревания фракций ме 0,001 *мм* по трем скважинам. Кривые рас ложены на рисунке в таком порядке, в ка породы залегают в естественном разрезе. I сравнении термических кривых обращает себя внимание тот факт, что соответствую главные термические эффекты глинистого щества протекают в образцах разного воз ста при одинаковых температурах и харак ны для глин гидрослюдистого состава. Нап тив, малые эффекты, обусловленные прис ствующими примесями, для термических к вых образцов разного возраста существе отличаются друг от друга.

Например, кривые нижневолжск образцов (24, 25, 50, 51) имеют довольно п стые очертания в интервале температур первого до второго главного эндотермическ эффекта. В этом температурном интерв из дополнительных эффектов отчетливо п являются выгорание органики (с максимум при 325—340°) и небольшой перегиб 170—190°, который обычно связывается с п сутствием двухвалентных катионов в пог щенном комплексе. В частности, в нашем с чае этот эффект обязан, по-видимому, прис ствию Ca++ и Mg++, так как, по данн И. Г. Коробановой и других [3], в нижневол ских отложениях КМА в составе поглощен катионов преобладают Ca++ (от 65 до 8 емкости поглощения) и Mg++ (от 13 до 3 емкости поглощения). При температуре 69 700° проявляется небольшой, но четкий эн термический эффект, связанный с присутст ем небольшой примеси карбоната кальц Такой эффект на термических кривых вал жина и готерива отсутствует. Здесь умес отметить, что и во фракциях более 0,01 карбонат кальция в максимальном количе ве содержится в нижневолжских отложени где его в 3,5 раза больше, чем в валанжи и в 14 раз больше, чем в готериве (табл. 2).

Для термических кривых валанжинск образцов (38, 39, 41, 42) типичны более сло ные очертания участка кривой между перв и вторым главными эндотермическими эфф тами. Здесь на фоне экзотермического эфф та выгорания органики всегда проявляют четкие и достаточно глубокие эндотерми ческие эффекты с максимумами при темпера рах 150, 300—305 и 350—370°С. Эндотерми ческие реакции при температурах 350—3 связаны с примесью гидроокислов желе а при температурах 300—305° — гидроокис алюминия (гиббсит). Эндотермический э фект с максимумом 150°, осложняющий п вый пик потери межслойной воды глинист

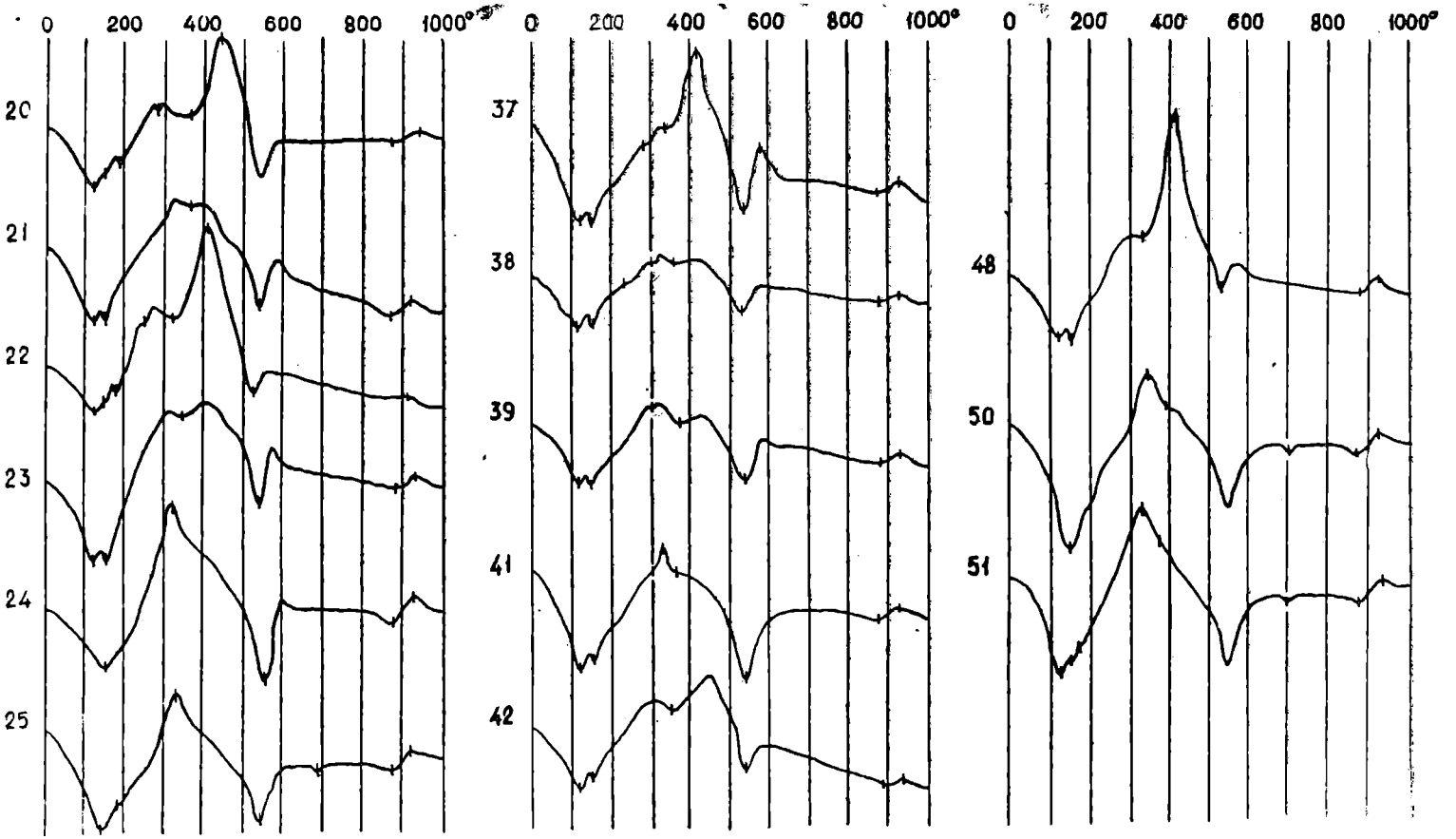


Рис. 2. Дифференциальные термические кривые нагревания фракций менее 0,001 мм глинистых пород нижневолжского (обр. 24, 25, 50, 51), валанжинского (обр. 38, 39, 41, 42) и готеривского (обр. 20, 21, 22, 23, 37, 48) ярусов

ми минералами, пока нами не расшифрован.

Дифференциальные кривые нагревания готеривских образцов (20, 21, 22, 23, 37, 48) по характеру осложняющих эффектов имеют много общего с валанжинскими. Однако на них, как правило, проявляются еще и дополнительные экзотермические эффекты при температуре 410—450°, обязанные присутствию примеси пирита (кривые 20, 22, 37, 48). Этот дополнительный эффект очень характерен для готеривских глин, тогда как на кривых фракций менее 0,001 *мм*, выделенных из пород валанжина, он не установлен.

В заключение следует отметить, что, несмотря на большое внешнее сходство между характеризованными выше ярусами, обусловленное относительно близкими условиями формирования, отложения этих ярусов имеют и весьма существенные отличия, по комплексу которых возможно надежное расчленение нижневолжско-неокомской толщи. Характерные особенности отдельных ярусов достаточно четко проявляются и макроскопически, поэтому уже в полевых условиях эти отложения могут быть достоверно установлены.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коваль С. А. Литологическая характеристика нижневолжского, готеривского и барремского ярусов Новоялтинского месторождения КМА. В сб.: «Геология и разработка Михайловского месторождения КМА», Воронеж, 1964.

2. Коваль С. А. О метасоматическом глауконите в отложениях готеривского яруса КМА. «Сб. науч. работ аспирантов», вып. 3, Воронеж, 1965.

3. Коробанова И. Г. [и др.]. Инженерно-геологическая характеристика юрских пород КМА. М., 1

4. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., 1961.

5. Сазонова И. Г. Нижнемеловые отложения центральных областей и сопредельных районов Русской платформы (стратиграфия и палеогеография). Автореф. канд. дисс., М., 1963.

Б. Н. ОДОКИЙ, В. Н. БУНЕЕВ, В. И. БЕЛЯЕВА

ЦНИГГЭ

ПРОЯВЛЕНИЕ ВЕРХНЕДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЗМА НА ЮГЕ ВОРОНЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ

Впервые эффузивные образования в осадочном чехле платформы на юге Воронежской области были вскрыты в 1958 г. скважинами, пробуренными Воронежской партией Мосгеолнеруда. Позже в осадочных отложениях девонского возраста под базальтами были установлены вулканомиктовые песчаники, туффиты, туфы, спекшиеся туфы и лавобрекчии. Наличие последних свидетельствует об автохтонном происхождении вулканокластического материала.

В структурно-геологическом отношении южная часть Воронежской области занимает юго-восточную часть Воронежской антеклизы. В геологическом строении района участвуют сложно дислоцированные метаморфические и интрузивные породы архейского и нижнепротерозойского возраста, образующие фундамент платформы, на котором почти горизонтально залегают осадочные породы средн девона, осадочные, эффузивно-осадочные породы и базальты верхнего девона, нормальн осадочные отложения нижнего карбона и зокайнозоя.

Породы кристаллического фундамента осадочного комплекса разбиты на ряд бло крупными региональными, неоднократно новлявшимися зонами разломов, из котор крупнейшими являются Лосевско-Мам ская и Обоянско-Богучарская. Лосевско-М монская зона проходит через с. Лосе Нижний Мамон и прослеживается дальше пределами рассматриваемой территории в веро-западном и юго-восточном направлени Ширина ее колеблется от 1—2 до 10—15 Глубинные разломы Лосевско-Мамонс зоны в верхнем протерозое, по-видимому, лялись каналами для внедрения малых инт

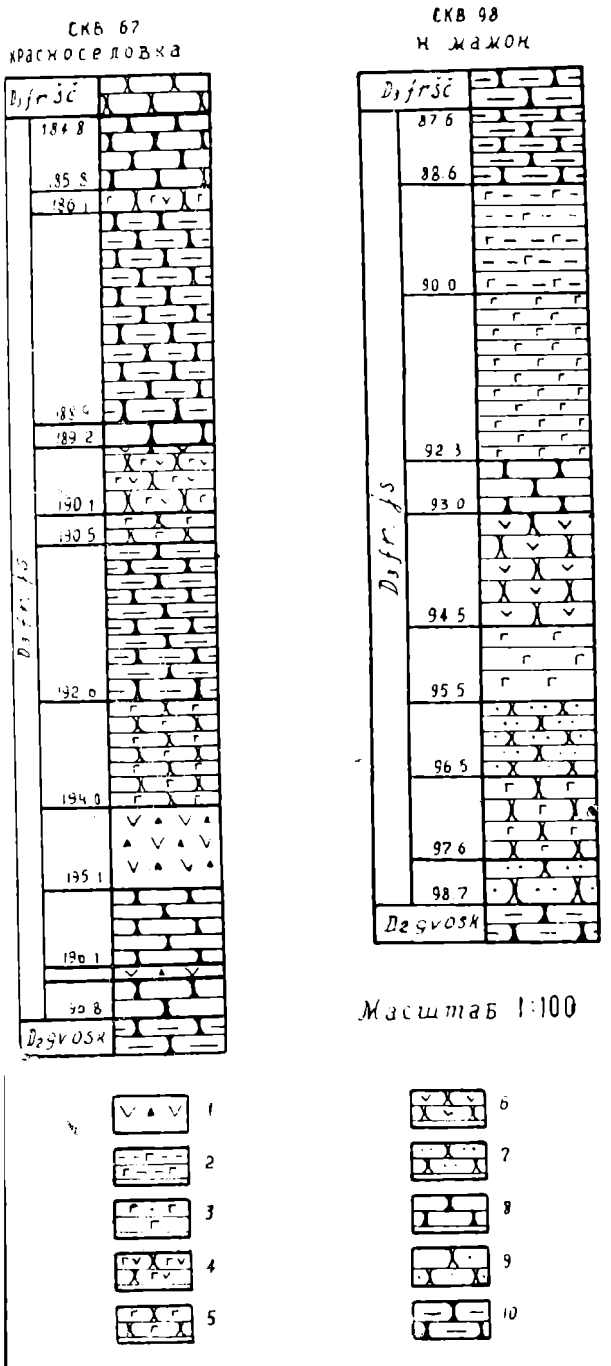


Рис. 1. Литологические разрезы ястребовского горизонта в районе сел Красноселовка и Нижний Мамон

1 — лавобрекчии среднего состава; 2 — спекшиеся туфы основного состава; 3 — туфы основного состава; 4 — туффиты основного и среднего состава; 5 — туффиты основного состава; 6 — туффиты среднего состава; 7 — кварц-вулканомиктовые песчаники; 8 — кварц-вулканомиктовые алевролиты; 9 — кварцевые песчаники; 10 — алевроаргиллиты.

зий основных и ультраосновных пород; к ней же приурочены и проявления верхнедевонского вулканизма.

Верхнедевонский вулканизм проявился двумя циклами: I цикл — эксплозивная вулканическая деятельность в ястребовское время (низы франского века); II цикл — излияния базальтов в щигровское время (этого же века).

Вулканогенные образования I цикла девонского вулканизма и его переотложенные продукты вместе с нормально-осадочными субконтинентальными и прибрежно-морскими осадочными породами слагают ястребовский горизонт на левобережье р. Дона, в районе сел Верхний и Нижний Мамон, Мандровка и в бассейне нижнего течения р. Тулучеевки.

Породы ястребовского горизонта залегают на песчано-глинистых отложениях старооскольского горизонта и перекрыты песчано-алевритовыми породами или базальтами щигровского горизонта. Глубина залегания вулканогенной толщи колеблется от 25—30 до 120—170 *м*. Площадь распространения вулканогенных пород достигает 2500 *км*^{2}. Наиболее широко они представлены восточнее нашего района, в Тасеевской впадине. В западном, северном и южном направлениях от характеризуемой площади количество вулканогенных образований в разрезе горизонта постепенно уменьшается и они сменяются вулканомиктовыми, а затем нормально-осадочными субконтинентальными и мелководными морскими отложениями.

Наиболее полно разрез вулканогенных образований представлен в районе сел Красноселовка: скв. 32, 29, 67 и др., Нижний Мамон: скв. 80, 561, 98 и др. (см. рис. 1).

Выделяются 2—3 пачки вулканогенных пород, разделенных между собой пачками нормально-осадочных песчано-глинистых отложений. Вулканогенные образования: туфы, спекшиеся туфы, туффиты — преимущественно витролитокластические, подчиненное значение имеют литокристаллокластические и витрокластические разновидности. По величине пирокластов они в основном псаммитовые до гравийных, реже лапиллиевые и тонкозернистые (пепловые). По составу литокластов и витрокластов среди туфов, туффитов и лавобрекчий выделяются разновидности основного (диабазовые порфириты, вариолиты, спилиты); среднего (дацитовые, андезитовые, кварцевые порфириты, кератофиры, альбитофиры) и кислого (кварцевые порфиры, гранит-порфиры, риолиты) состава.

В западной части площади развития вулка-

ногенных отложений, в районе с. Нижний Мамон, основные разновидности существенно преобладают в разрезах толщи; в восточной части площади, в районе с. Красноселовки, преобладают средние породы, здесь же встречаются в подчиненном количестве кислые туфы, туффиты, спекшиеся туфы и лавобрекчии. По разрезу везде выдерживается преобладание более основных разновидностей в низу, а средних и кислых — в верху толщи.

Мощность вулканогенных образований колеблется от 4 до 30 *м*. Нормально-осадочные прослои в них составляют от $^1/_3$ до $^1/_2$ мощности. Наиболее широко развиты основные разновидности. Кислые прослеживаются не повсеместно, и это можно объяснить как локальным первичным их распространением, так и результатом последующего размыва в щигровское время. По структурным особенностям и составу пород среди пирокластических образований выделяются околожерловая, промежуточная и удаленная вулканогенные фации (рис. 2).

Околожерловые фации вулканомиктовых пород, представленные кластолавами и грубообломочными спекшимися туфами, развиты на небольших по площади, разобщенных участках в районе Нижнего Мамона и западнее Красноселовки. В непосредственной близости от них, по-видимому, располагались эксплозивные жерла.

Вулканогенные фации промежуточной и удаленной зон, представленные средне- и мелкообломочными туфами, туффитами и реже спекшимися туфами, развиты значительно шире и постепенно, по мере удаления от участков развития околожерловых фаций, сменяются тонкозернистыми пепловыми туффитами, вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и нормально-осадочными отложениями прибрежно-морского, континентально-болотного характера.

Вулканическая деятельность I цикла проявилась в условиях платформенного режима, в обстановке блокового дробления консолидированного массива глубинными разломами. По форме проявления ястребовский вулканизм имел крайне эксплозивный многожерловый характер с преобладанием пирокластического материала и незначительным количеством лав (ультравулканский тип), с эксплозивным индексом не менее 90. Изверженный материал по составу изменялся от крайне основных субщелочных диабазовых порфиритов с содержанием ильменита до 25—30% до средних андезито-дацитовых порфиритов и кислых порфиров. Учитывая смешанный состав большинства прослоев, можно предположить, что имел место одновременный выброс из разных очагов различных по составу пирокластов. Вулканические жерла были, по-видимому, приурочены к Лосевско-Мамонской зоне глубинных разломов.

Палеогеографическая обстановка района в ястребовское время характеризовалась сравнительно устойчивым тектоническим режимом, характерным для накопления угленосных осадков, о чем свидетельствует тонкий алевро-литово-глинистый материал, обогащенный углифицированными растительными остатками, переслаивающийся с пачками пирокластических пород.

Район проявления вулканической деятельности представлял прибрежно-морскую мелководную зону с многочисленными островами, переходящую в заболоченный выровненный участок суши. Возникавшие при извержении небольшие шлаковые конусы быстро разрушались, материал подвергался незначительной сортировке. Этим можно объяснить ограниченное распространение аллохтонных туфов, которые были сравнительно слабо сцементированы. Лишь часть пирокластических образований, попадавших на сушу, подвергалась спеканию или свариванию и сохранялась от размыва.

С вулканогенными породами ястребовского горизонта связаны довольно высокие концентрации ильменита. Наибольшие концентрации ильменита приурочены к нижней и средней пачкам пирокластических и вулканомиктовых образований, имеющих основной и средний состав (диабазы, андезиты). Максимальные концентрации ильменита приурочены к порфирам околожерловой фации, т. е. к эксплозивным аппаратам; поэтому выявление их имеет большое практическое значение для оценки и правильного направления поисков богатых ильменитовых россыпей и титаноносных коренных пирокластических пород. Учитывая субщелочной характер диабазовых порфиритов, приближающихся по химическому составу к породам щелочного ультраосновного ряда, в районе возможно выявление кимберлитовых трубок взрыва.

Поиски вулканических аппаратов целесообразно проводить на основе детальных фациальных карт вулканогенных отложений ястребовского горизонта, и в первую очередь карт для нижней пачки пирокластических образований основного и среднего состава. Выделенные участки необходимо комплексно изучить геофизическими методами, после чего на аномальных участках провести необходимый объем буровых работ по сетке не менее 50×50 *м* с возможным сгущением до 25×25

II цикл верхнедевонского вул

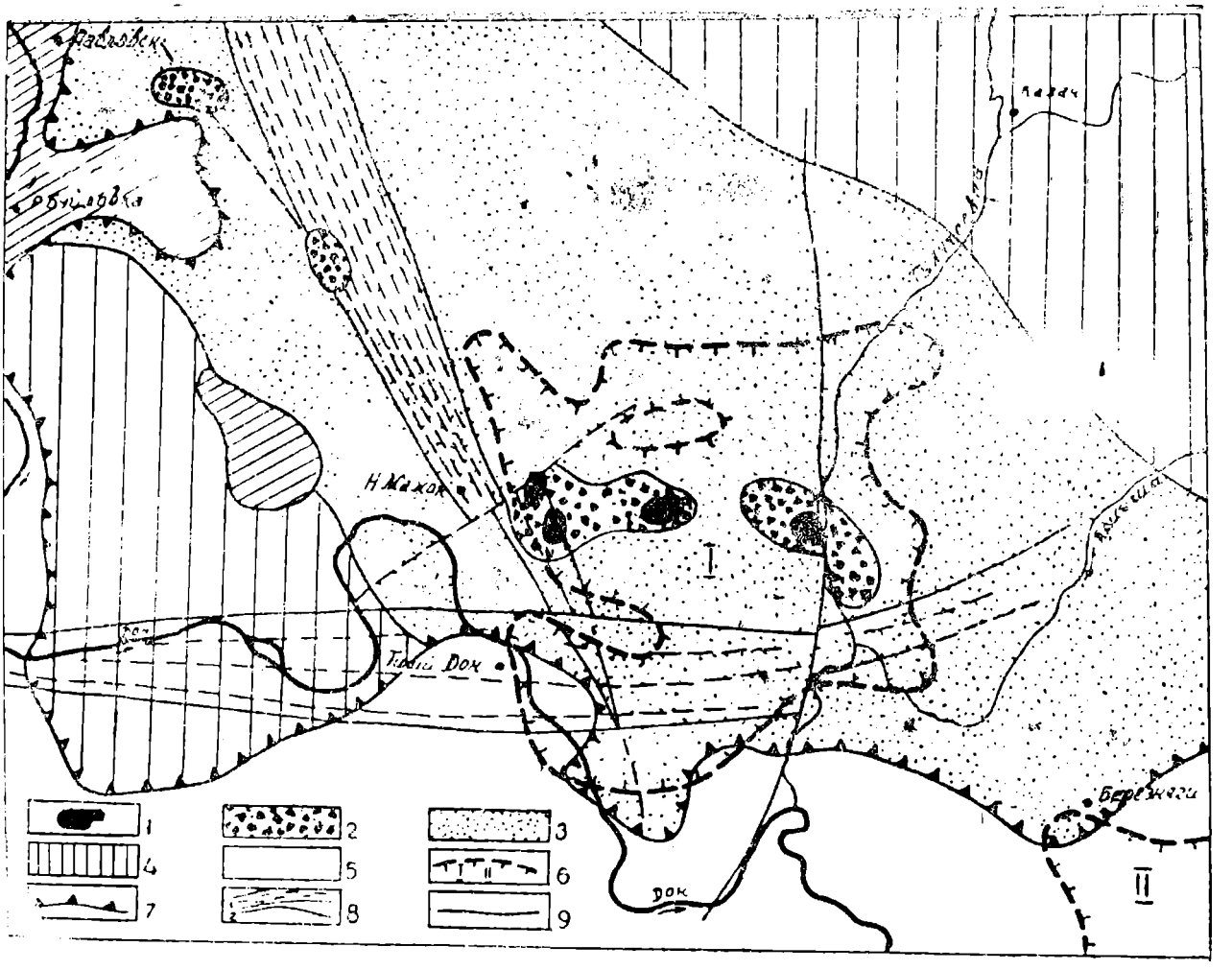


Рис. 2. Схематическая литолого-фациальная карта отложений ястребовского горизонта.
I — Мамоновский покров, II — Казанский покров.

1 — кластолавы, псаммитовые и гравелитовые туфы и туффиты, спекшиеся туфы с подчиненным количеством вулканомиктовых песчаников (околожерловая фация); 2 — псаммитовые и гравелитовые туфы, туффиты, реже спекшиеся туфы, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, алевроаргиллиты (промежуточная фация); 3 — вулканомиктовые песчаники, гравелиты, конглобрекчии, алевролиты, алевроаргиллиты с редкими прослоями туффитов (удаленная фация); 4 — алевроаргиллиты, алевролиты, песчаники (прибрежно-морская, озерно-болотная фации); 5 — отложения ястребовского горизонта отсутствуют; 6 — граница распространения покровов верхнедевонских базальтов; 7 — граница распространения отложений ястребовского горизонта; 8 — зоны разломов и разломы; 9 — границы фациальных зон.

низма (щигровское время) проявился излиянием в континентальных условиях базальтов и эффузивных диабазов на выветрелые породы нижнещигровского, а местами ястребовского и старооскольского горизонтов. Перекрыты они отложениями верхнещигровского горизонта и более молодыми осадочными породами. Глубина залегания покрова колеблется от 10—15 до 150 *м*.

Базальты и эффузивные диабазы образуют Мамоновский покров, протягивающийся от Нижнего Мамона на западе до Красноселовки на востоке на расстояние более 40 *км;* площадь его около 1100 *км*², ширина покрова достигает 10—16 *км*, а мощность колеблется от нескольких десятков сантиметров до 37,3 *м* (скв. 48), средняя мощность 6 *м*.

Базальты подвергались латеритному выветриванию и в большинстве случаев на всю мощность превращены в бурые, пятнистые, полосчатые аргиллитоподобные породы. Микрофитовая первичная структура при этом, как правило, хорошо выражена. В местах сравнительно большой мощности покрова (до 15 *м* и более) сохраняются слабо измененные и свежие плотные базальты от темно-зеленой до черной окраски. В пределах Мамоновского покрова выделяется 5 таких участков. Здесь базальты имеют часто брекчиевидную текстуру и являются, по-видимому, околожерловой фацией покрова.

Южнее описанного участка, в районе станицы Казанская, в двух скважинах на глубинах 232—262 *м* вскрыты базальты второго покрова. Северная граница его проходит в районе с. Березняги (скв. 28), где в разрезе щигровского горизонта находятся конглобрекчии с обломками латеритизированных базальтов. Этот покров не оконтурен и слабо изучен.

Излияние базальтов происходило в щигровское время и носило спокойный многожерловый характер типа гавайского. Базальты излились на выветрелые осадочные породы среднего и верхнего девона и в свою очередь подвергались латеритному выветриванию.

В коре выветривания базальтов залегают сиаллиты и аллиты с содержанием Al_2O_3 от 30 до 43%; SiO_2 — от 29 до 35%; Fe_2O_3 — от 16 до 25%; TiO_2 — от 2,5 до 3% и п. п. п. от 10 до 16%. Кремневый модуль их колеблется от 1 до 1,4. Минералы свободного глинозема представлены гиббситом. Мощность сиаллитов и аллитов колеблется от 0,5—1 до 5—7 *м*.

Таким образом, в начале франского века верхнего девона на юге Воронежской области проявились два цикла вулканической деятельности: I цикл носил эксплозивный характер, состав лав — основной, средний до кислого. II цикл — эффузивный, выразился в излиянии лав основного состава. Оба цикла проявились с небольшим перерывом в начале франского века. В структурном отношении верхнедевонская вулканическая деятельность приурочена к Лосевско-Мамонской зоне разломов. Вулканогенные образования обоих циклов пространственно залегают совместно. С I циклом вулканической деятельности связано проявление титана, и есть основание предполагать возможность обнаружения кимберлитовых трубок взрыва. Свежие разновидности базальтов по их химико-физическим свойствам могут быть использованы в каменолитейном производстве, а латеритизированные разновидности — сиаллиты и аллиты — как глиноземная добавка при комплексной переработке нефелина на глинозем и цемент.

ЛИТЕРАТУРА

1. Малеев И. И. Вулканокластические горные породы. М., 1963.

2. Одокий Б. Н. Литологические особенности ильменитоносных песчаников ястребовского горизонта южной части Воронежской области. «Тез. межобл. совещ. по геологии и минеральн. ресурсам ЦЧО», Воронеж, 1962.

3. «Проблемы вулканизма (материалы к I Всесоюзному совещанию 15—27.IX 1957 г.)», Ереван, 1959 г.

Г. В. ХОЛМОВОЙ

ЦЧГГЭ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ АЛЛЮВИЯ КРИВОБОРСКОЙ СВИТЫ

Геологические съемки масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000, проведенные в последние годы, а также гидрогеологическое бурение дали богатый материал для дальнейшего углубленного изучения свит неогеновой «ергенинской» толщи Окско-Донской низменности. Составляемые нами литолого-фациальные, гипсометрические и прогнозные карты масштаба 1 : 200 000 позволяют более детально представить строение неогеновых свит, историю

формирования и выявить перспективность их на различные полезные ископаемые.

Самая молодая плиоценовая кривоборская свита, выделенная М. Н. Грищенко [2] под названием «воронежская», представляет собой аллювиальный глинисто-песчаный комплекс осадков, выполняющий отчетливо выраженную эрозионную долину шириной до 50 *км*. Эта долина в пределах Воронежской области протягивается по крайнему западу и югу Окско-Донской низменности сначала по левобережью Дона, потом обходит с севера Калачскую возвышенность и переходит на левобережье Хопра.

Кривоборский врез на 40—50 *м* превосходит глубину предыдущего усманского среза и, углубляясь до отметки +50 *м* и менее абсолютной высоты, вскрывает отложения верхнего девона (скв. 248 у совхоза «Масловский», скв. 42 у ст. Хреновое и др.). Наибольшая мощность аллювия превышает здесь 40 *м*. Перекрывается он мощной толщей четвертичных отложений.

Кривоборский аллювий в целом характеризуется зрелостью и констративным обликом, т. е. избыточной мощностью [5]. Он отчетливо дифференцируется на русловую (преобладающую), пойменную и старичную группы фаций [1,8]. В русловом аллювии, представленном в основном песками, выделяются по крупности зерен литолого-фациальные типы с различным гидродинамическим режимом. Пойменный и старичный аллювий подразделяется в основном по мощности слагающих его глин.

Если исключить хорошо фиксируемые долинные врезы лихвинского, верхнечетвертичного и голоценового времен, глубоко прорезавшие кривоборский аллювий, то можно предполагать более или менее значительную сохранность разрезов кривоборской поймы от четвертичных размывов. Днепровские флювиогляциальные потоки и ледниковая деятельность на поверхности кривоборского аллювия не произвели значительных размывов кривоборской поверхности, так как во многих случаях под мореной и водно-ледниковыми образованиями на кривоборских глинах сохранились лихвинские делювиальные и озерные отложения. По наивысшим сравнительно выдержанным отметкам кровля кривоборской поймы на широте г. Воронежа характеризуется уровнем около +100 *м* абсолютной высоты и несколько ниже (+95 — +93 *м*) в низовье.

При этом анализ гипсометрии подошвы кривоборского аллювия и его литофаций повсеместно дает два уровня подошвы аллювия — верхний, с отметкой около +74 *м*, и нижний, с отметкой около +54 *м* абсолютной высоты. Кривоборский аллювий с нижним уровнем подошвы более распространен и наиболее широко развит в восточной половине описываемой территории (рис. 1). Аллювий с более высоким уровнем подошвы сохранился преимущественно в западной части территории в виде полос, примыкающих к бортам кривоборской долины. Центральную часть кривоборской долины слагает здесь аллювий с низким положением подошвы. Насколько отчетливо выражены два указанных выше уровня подошвы кривоборского аллювия, можно судить по участку кривоборской долины у г. Воронежа, более или менее равномерно освещенному разрезами 135 скважин Воронежской КГРЭ. На центральную полосу аллювия с нижним уровнем подошвы (+54 ± 4 *м* абсолютной высоты) приходится 49 скважин (37%). 65 скважин (48%) вскрывают две полосы аллювия с высоким уровнем подошвы (+74 ± 4 *м*), располагающиеся восточнее и западнее. Две узкие полосы среза от верхнего уровня подошвы аллювия к нижнему (+70 — +58 *м*) вскрыты 14 скважинами (10%), по 5% всего количества скважин на каждую полосу среза. 7 скважин (5% — !) вскрывают борт кривоборского аллювия (более +78 *м* абсолютной высоты), т. е. полосу среза от усманского аллювия к кривоборскому аллювию с верхним уровнем подошвы. Литологически с верхним уровнем связаны только мелкозернистые пески, с нижним — преимущественно крупнозернистые и реже в более спокойных фациях — мелкозернистые. Кстати, наиболее грубые пески с гравийным и галечным материалом приурочены к восточной полосе среза, от верхнего уровня к нижнему, и свидетельствуют, видимо, об этапе врезания и резкого усиления глубинной эрозии.

Палинологические и карпологические определения М. Н. Грищенко [2, 3] и П. А. Никитина [6, 7] подтверждают более древний возраст и более широкий возрастной диапазон флоры из пойменных глин аллювия с ложем на отметке + 74 *м* (в том числе обнажения Яманъ, Урыв) по сравнению с аллювием, имеющим ложе на высоте +54 *м*. П. А. Никитин в истории формирования кривоборской свиты выделяет следующие климатические этапы: «...начальный — теплый, с обилием американско-китайских форм, срединный — таежный, с господством ели, сосны, пихты, лиственницы, и конечный — со скудной луговой флорой» [7, стр. 81]. Спорово-пыльцевые спектры в пойменных глинах аллювия с ложем на отметках около +54 *м* фиксируют только два последних климатических этапа.

Хотя этот вопрос и требует более тщательной обработки палеоботанических данных с

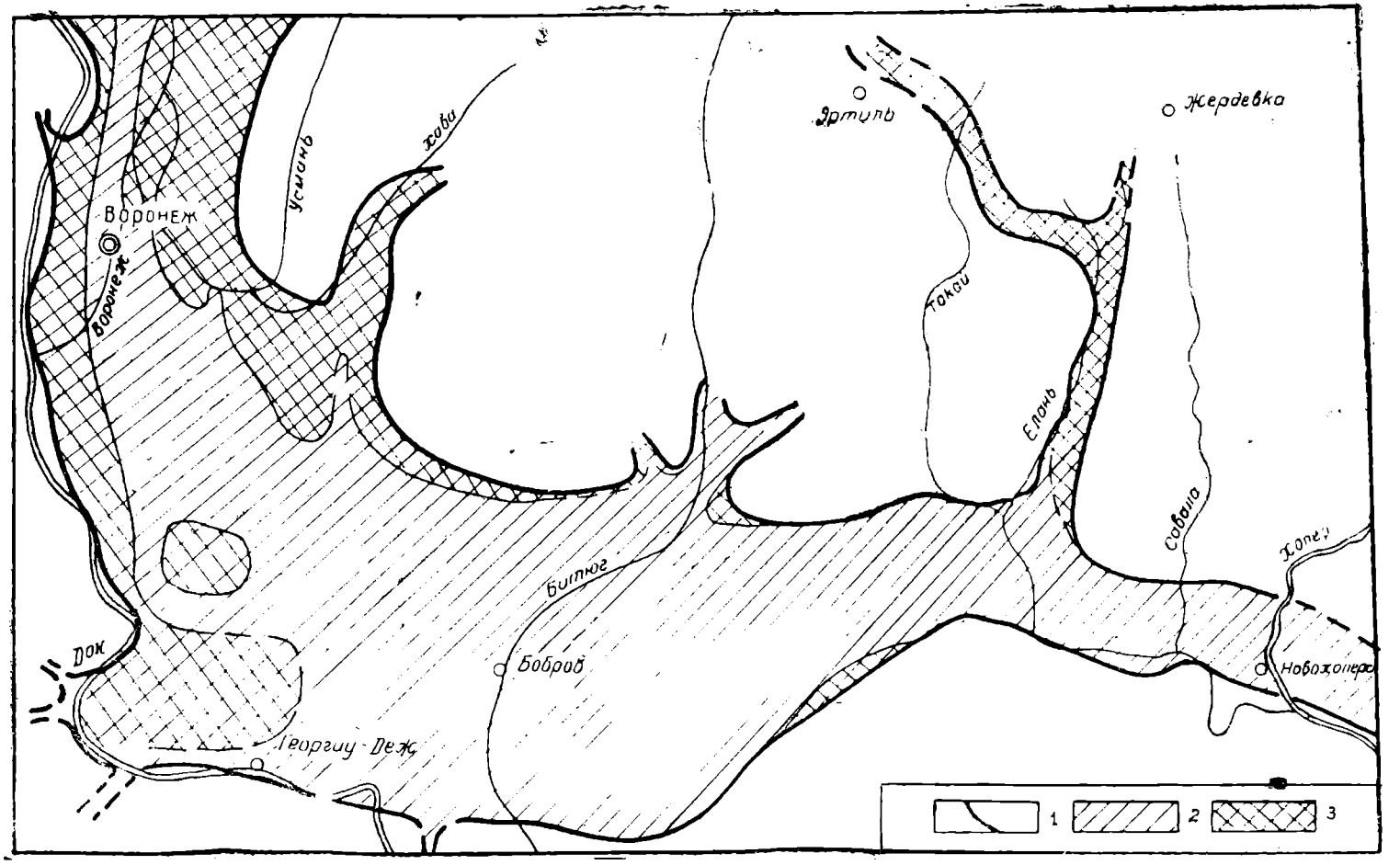


Рис. 1. Схема распространения аллювиальных комплексов кривоборской свиты
1 — граница кривоборской долины; 2 — нижний аллювиальный комплекс; 3 — верхний аллювиальный комплекс

обязательным учетом их пространственного размещения, изложенное выше позволяет нам предполагать в кривоборской свите два самостоятельных аллювиальных комплекса: более молодой, сравнительно хорошо сохранившийся, с уровнем ложа около +54 *м* и более древний, с уровнем ложа около +74 *м*. Последний местами имеет достроенную или омоложенную верхнюю часть вследствие заключительной избыточной аккумуляции.

У нас нет оснований предполагать существенную разновозрастность верхнего аллювиального комплекса в той его части, которая лежит восточнее и западнее полосы глубокого вреза нижнего комплекса. Аллювий верхнего комплекса в западной и восточной полосах имеет единый гипсометрический уровень ложа, одинаковые литологический состав и мощности, сходные пыльцевые спектры. Различия в литологии не превышают литолого-фациальной изменчивости, свойственной всему верхнему аллювиальному комплексу и любой его части. Недопустимо считать, подчиняясь только закону Бэра, западную (правую) часть верхнего аллювиального комплекса самой молодой частью кривоборской свиты, сформировавшейся позже нижнего аллювиального комплекса. Недопустимо потому, что именно к этой полосе кривоборского аллювия приурочены самые древние известные плиоценовые флоры (в том числе Урыв, Ямань). Правосторонняя миграция русла под действием сил Кориолиса неизбежно должна была возмущаться тектоническими воздыманиями соседних территорий Средне-Русской и Калачской возвышенностей, происходившими в плиоцене. Последние, видимо, не раз возвращали русло из его крайне правого (западного) положения на средину кривоборской долины.

Историю образования кривоборского аллювия сейчас можно представить себе в виде следующих этапов (рис. 2):

Первый этап — усиление глубинной эрозии (врез $\approx$20 *м*), в процессе боковой эрозии формирование верхнего аллювиального комплекса.

Второй этап — новое усиление глубинной эрозии (врез еще на $\approx$ 20 *м*), в процессе боковой эрозии формирование нижнего аллювиального комплекса.

Третий этап — перестилание и избыточная аккумуляция аллювия.

Из большого многообразия положений палеорусел в аллювиальных комплексах мы можем выявить два наиболее четко фиксированных русла кривоборской палеореки (рис. 3). Положение русла, соответствующее фазе максимального углубления (второй этап), отмечено наиболее низким гипсометрическим положением (тальвегом) подошвы кривоборского аллювия, а также наиболее грубым составом песка в этой полосе русла. Положение русла в заключительную фазу формирования кривоборского аллювия (конец третьего этапа) отмечено в виде полосы мелкозернистых песков, не перекрытых пойменными глинами. С этой же полосой связаны и наинизшие отметки кровли аллювия с наименьшими, которые мы наблюдали, мощностями русловых песков. Этот факт может быть объяснен не только наличием глубоких среднеплейстоценовых врезов (до +75 *м* абсолютной высоты), но и, видимо, тем, что мы имеем дело с погребенными плёсами кривоборской палеореки самого последнего этапа ее существования. Это можно наблюдать по ряду скважин у г. Георгиу-Деж, скв. 57 у

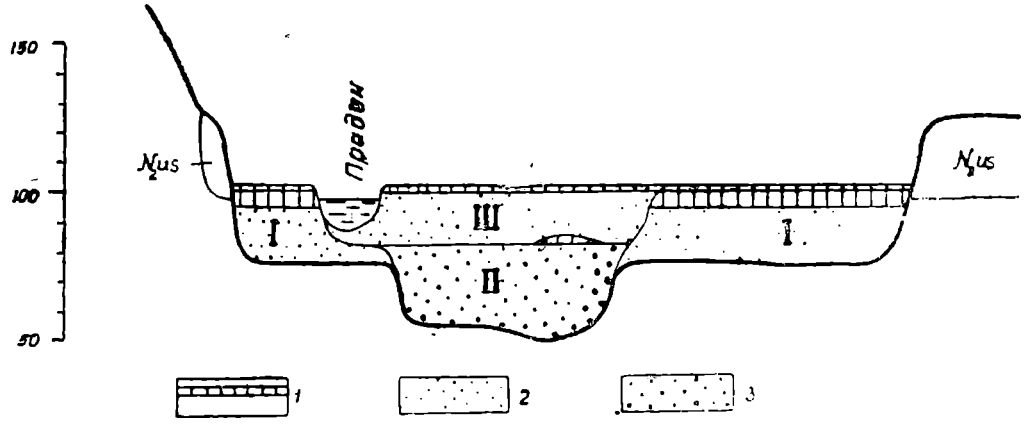


Рис. 2. Схема строения и основных этапов формирования кривоборского аллювия
1 — пойменные отложения; 2 — русловые пески, преимущественно мелкозернистые; 3 — русловые пески, преимущественно крупнозернистые

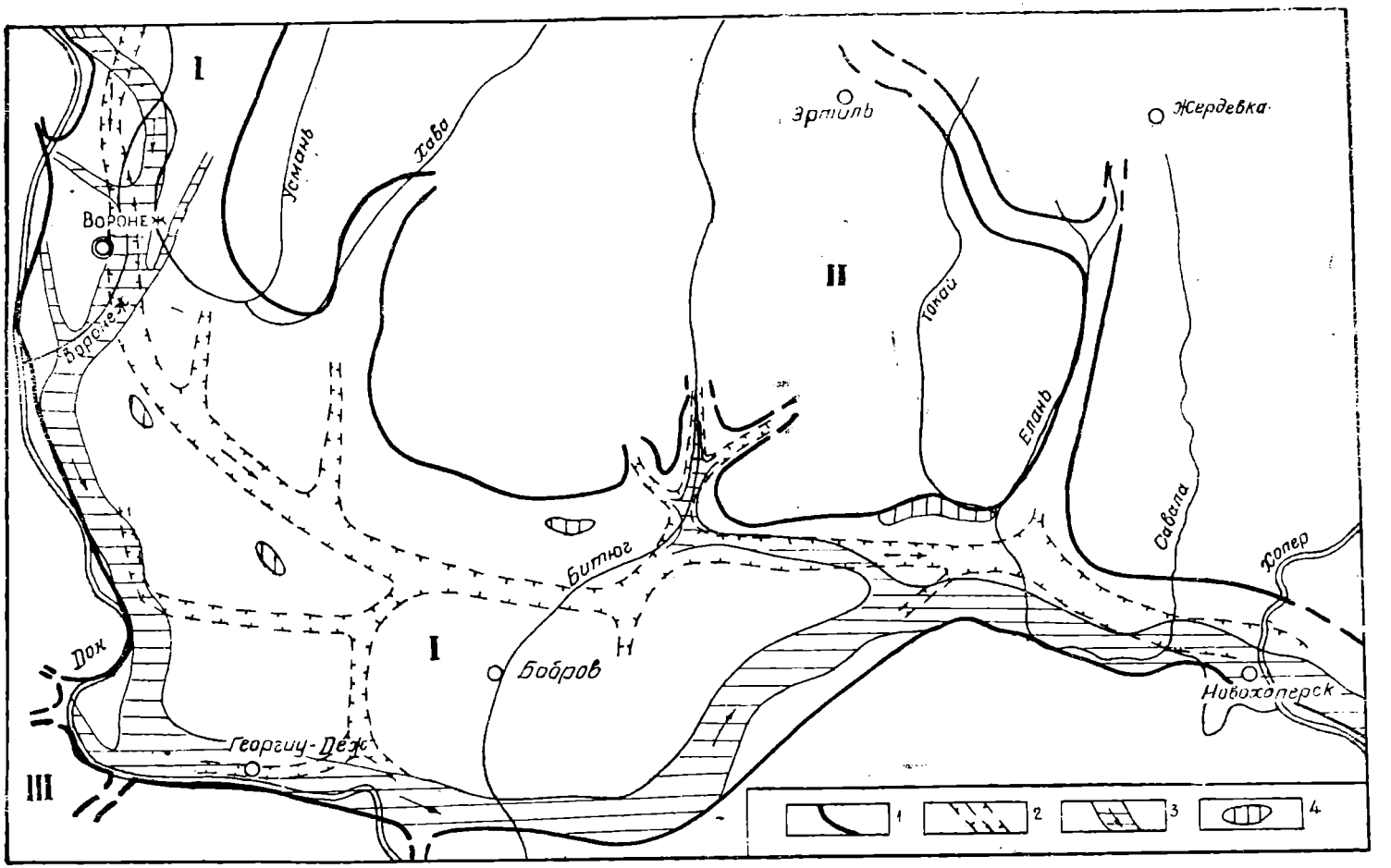


Рис. 3. Палеогеографическая схема для второго и третьего этапов формирования кривоборского аллювия

1 — граница кривоборской долины; 2 — положение русла в момент максимального врезания; 3 — положение русла в заключительный момент формирования кривоборского аллювия; 4 — погребенный старичный аллювий

Палеогеоморфологические районы:

I — низменная поверхность поймы (кривоборская аллювиальная равнина); II — низменная пологая поверхность сноса с относительными превышениями над кривоборской поймой 20—40 *м* (усманская аллювиальная равнина); III — возвышенная, умеренно расчлененная эрозионно-денудационная поверхность с относительными превышениями

ст. Чигла и т. д. Менее отчетливо фиксируются некоторые промежуточные положения основного русла при его миграции из первого описанного положения во второе, конечное.

В литологическом отношении сравнительно хорошо изучены пески кривоборской свиты. Они обычно описываются как сероватые, с желтоватым или зеленоватым оттенком, от мелкозернистых до грубозернистых, часто с включением гравия и гальки кварца и кремня. Минералогический состав в среднем для территории характеризуется преобладанием в тяжелой фракции циркона (≈30%), рутила (≈15%), дистена (≈15%) и ставролита (≈13%) при незначительном содержании граната.

Коэффициент выветрелости (отношение устойчивых минералов к неустойчивым), вычисленный по 23 анализам, для всей территории в среднем равен 4, что не превышает установленный [4] максимальный коэффициент 5 для четвертичных отложений. Для песков усманской свиты неогена он увеличивается в среднем до 15, для полтавских превышает 20.

Пески кривоборской свиты как полезное ископаемое сами по себе не представляют интереса ввиду большой мощности вскрыши. Но эти пески содержат основной водоносный горизонт, и их изучение помогает при прогнозировании водозаборов для промышленных и сельскохозяйственных объектов. Наиболее перспективной в этом отношении должна быть — это подтверждается данными гидрогеологов — полоса русла максимального углубления, с которой связаны наиболее грубозернистые пески и самые низкие отметки девонской поверхности.

До настоящего времени литологически плохо изучены кривоборские глины. Внешне глины зеленоватые, серые, темно-серые, жирные и слабопесчанистые, пластичные, нередко горизонтально-слоистые, часто с растительными остатками. В лаборатории нашей экспедиции было проведено комплексное минералогическое изучение глин из обнажений у сел Кривоборье и Чертовицы и скважины у г. Георгиу-Деж. Результаты окрашивания, иммерсионного и термического анализов дали почти монominеральный гидрослюдистый состав глин. Единичные химические анализы, выполненные лабораторией ВГУ, в том числе предоставленные в наше распоряжение В. Н. Мирошниковым, дают следующее: H_2O — 4,65—5,2%; п. п. п. — 3,92—11,64%; SiO_2 — 68,2—75,12%; Fe_2O_3 — 0,31—3,89%; Al_2O_3 — 11,62—14,65%; TiO_2 — 0,68—1,7%; CaO — 0,29—2,33%; MgO — 0,47—2,05%; MnO — 0,02%; Na_2O — 0,1%; K_2O — 1,2%; SO_3 — 0,08—0,16%.

В 1964 г. при поисковых работах на тугоплавкие глины, проводившихся нерудной партией, для кривоборских глин из скв. 28т (с. Рогачевка) лабораторией стройматериалов СНХ ЦЧЭР была определена огнеупорность 1400°.

Хотя кривоборские глины и уступают глинам более древних неогеновых свит по своему качеству, они могли бы использоваться в качестве керамического сырья. Среди них могут быть разности более ценных глин, однако это еще нуждается в изучении. Обычная мощность широко распространенных пойменных глин составляет первые несколько метров, старичных — около 10 *м* и более. Наибольшие мощности глин, как выяснилось, приурочены к древним участкам поймы верхнего аллювиального комплекса, сохранившимся от размыва, а также к старичному аллювию. Площади с наиболее благоприятным соотношением мощностей вскрыши и глин оконтурены и рекомендуются к поисковому обследованию и опробованию. В первоочередных участках соотношение мощностей вскрыши и полезной толщи достигает 1 : 1, в участках второй очереди — 3 : 1.

Рельеф ложа и распределение фаций кривоборского аллювия обнаруживают заметную связь с геологическими контурами и структурами докембрия, девона и нижнего мела, что требует к себе более пристального, специального внимания. Так, поднятию ястребовского горизонта в районе Боброва (по данным геологической съемки масштаба 1 : 200 000) соответствует повышенное положение подошвы неогена (нижнего уровня) и преимущественно мелкозернистый характер русловых песков. Аптская долина в районе сел Средний и Верхний Икорец наследуется фрагментом русла кривоборской палеореки. Глубокой долине на Доно-Воронежском междуречье соответствует понижение поверхности кристаллического фундамента и кровли нижнещигровского горизонта. Такому же, по данным съемки, понижению вдоль нижнего течения р. Хавы соответствует приток кривоборской долины. Западный борт кривоборской долины в районе г. Воронежа совпадает с предполагаемым в докембрии тектоническим контактом между песчаниково-сланцевым комплексом, с одной стороны, и михайловской серией и гранитами, с другой.

Кривоборские русла отчетливо наследуются плейстоценовыми речными долинами и современной гидросетью. Это очень наглядно видно на примере рек Воронеж у г. Воронеж, Дон у г. Георгиу-Деж, Битюг с притоками Тойда и Курлак и др.

Дальнейшее изучение аллювиальных комплексов кривоборской свиты, их флористиче-

ских и литологических данных, а также проведение межрегиональных сопоставлений должно привести к решению вопроса о стратиграфическом положении выделенных подразделений кривоборской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. М., 1964.

2. Грищенко М. Н. К палеогеографии бассейна Дона в неогене и четвертичном периоде. «Материалы по четвертичному периоду», № 3, М., 1952.

3. Грищенко М. Н. К вопросу о стратиграфическом положении и возрасте темноцветных глин и лигнитов Верхнего Дона, содержащих плиоценовую флору. «Науч. зап. Воронежск. ЛТИ», т. XII, Воронеж, 1953.

4. Грищенко М. Н. Материалы к характеристике вещественного состава неогеновых и четвертичных отложений территории КМА. «Геол. и полезн. ископ. центр.-черноземн. обл. Тр. межобл. геол. совещ.», Воронеж, 1964.

5. Ламакин В. В. О динамической классифика речных отложений. «Землеведение», т. 2 (42), 1950.

6. Никитин П. А. Четвертичные флоры низов Поволжья. «Тр. Комиссии по изуч. четвертичн. перио т. III, вып. 1, Л., 1935.

7. Никитин П. А. Плиоценовые и четвертич флоры Воронежской области. М.—Л., 1957.

8. Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умер ного пояса и его значение для познания закономер стей строения и формирования аллювиальных свит. « Ин-та геол. наук», вып. 135, геол. серия (№ 55), 1951.

Б. Н. ОДОКИЙ, В. Г. СЕМКИН

ЦНИГРЭ

СИЛИКАТНЫЙ КАРСТ В БЕЛГОРОДСКОМ ЖЕЛЕЗОРУДНОМ РАЙОНЕ КМА

Рельеф поверхности кристаллического фундамента Белгородского железорудного района в значительной степени обусловлен геологическим строением, в котором главную роль играют сложно дислоцированные гнейсово-мигматитовые и гранитоидные образования архея, сланцы, метапесчаники, кварциты и зеленокаменные породы нижнего протерозоя.

На архейских образованиях рельеф сравнительно ровный, спокойный, эрозионно-денудационного типа; на протерозойских — структурно-эрозионный, более расчлененный, с превышениями высот над впадинами от 40 до 120 *м*, а в отдельных случаях (Гостищевское месторождение) — до 180 *м*.

Структурно-эрозионный рельеф характеризуется чередованием резко вырисовывающихся гребневидных, узких, сильно расчлененных поднятий, образовавшихся на железистых кварцитах, и плоскодонных крутобортных долинообразных широких впадин (межаномальных депрессий), развитых на сланцах, метапесчаниках и других породах, менее стойких к агентам выветривания. Ширина гребневидных поднятий колеблется от 300 *м* до 1—2 *к* впадин — от 600—800 *м* до 5 *км* и более.

На фоне этого рельефа отчетливо выделяются узкие (от 100 до 400 *м*), вытянутые согласно простиранию структур (от нескольких сот метров до 1,5—2,0 *км* длины), глубокие (90 *м*), замкнутые впадины-просадки. Абсолютные отметки наиболее углубленных частей д подавляющего большинства просадок лежат на 20—40 *м* ниже самых углубленных участков рельефа ближайших межаномальных д прессий. В пределах Яковлевского месторождения насчитывается по меньшей мере 4 таки просадки, разобщенных друг от друга. Все он располагаются на северо-восточном скло Яковлевского гребнеобразного поднят (рис. 1). В структурно-геологическом отношении просадки приурочены к висячему контак железорудной (K_2) и верхней сланцевой (К свит курской серии, имеющей здесь моноклинальное залегание.

На Гостищевском месторождении просад располагаются также в зоне контакта железорудной свиты со сланцами, но в силу структу

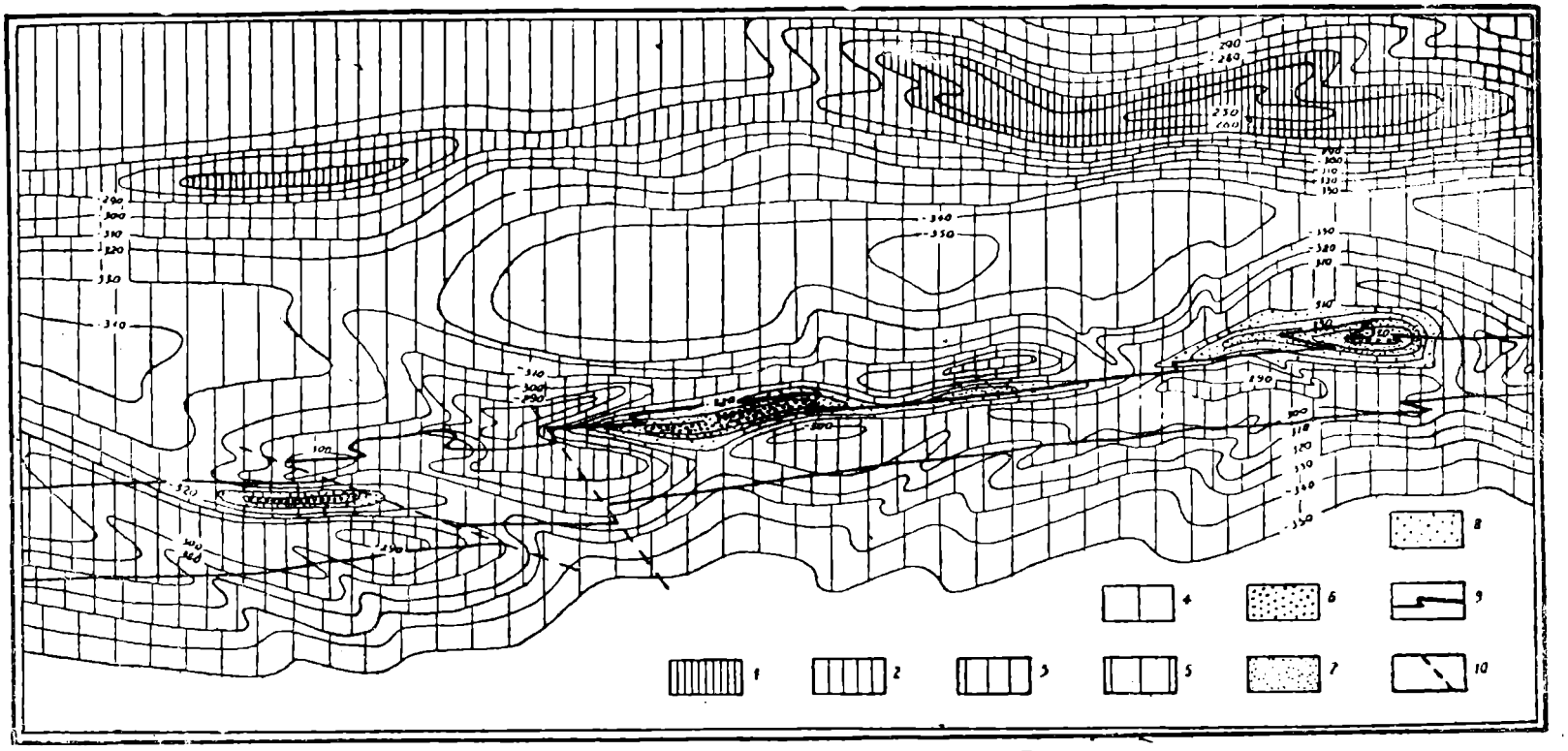


Рис. 1. Рельеф поверхности докембрийского фундамента Яковлевского месторождения КМА

Структурно-эрозионный рельеф с высотами: 1 — от 280 до 290 м, 2 — от 290 до 310 м, 3 — от 310 до 330 м, 4 — от 330 до 350 м, 5 — глубже 350 м

Просадки силикатного карста: 6 — глубже 350 м, 7 — от 330 до 350 м, 8 — от 310 до 330 м, 9 — контур железистых кварцитов, 10 — разломы

ных особенностей месторождения (синклинальная складка) они приурочены как к склонам, так и к центральной части Гостищевского поднятия. Описанный рельеф погребен под осадочными породами нижнекаменноугольного и мезокайнозойского возраста мощностью от 450 до 650 *м*.

Коренные породы под просадками (богатые железные руды) имеют отчетливо выраженную брекчиевую текстуру. Нижние и средние части просадок выполнены грубообломочными осадочными брекчиями, обломочная часть которых представлена богатыми железными рудами, бокситами и другими породами, слагающими борта просадок. Аллювиальные и озерно-болотные отложения встречаются лишь в верхних частях разреза осадочных образований, выполняющих просадки.

Характерным является резкое увеличение мощности коры выветривания (коренных богатых железных руд, бокситов, выветрелых сланцев) под всеми просадками по сравнению с мощностью коры за их пределами. Эта закономерность сохраняется как в поперечных, так и в продольных разрезах и отчетливо выражена в случае сложного рельефа дна просадки, когда все неровности дна просадки повторяются неровностями нижней границы коры выветривания (рис. 2).

Коэффициент просадки — Кпр., под которым нами понимается отношение мощности коры выветривания H к глубине просадки h, в пределах каждой отдельно взятой просадки сохраняет свое значение. Для различных впадин $Кпр.=\frac{H}{h}$ изменяется от 4 до 7, в среднем составляя 5, и лишь в единичных случаях опускается до 3 или возрастает до 10. На рис. 3 (профиль IV + 1600, Яковлевское месторождение) приведен поперечный разрез одной из просадок. Здесь мощность коры выветривания H составляет 319 *м*, а глубина просадки h — 63 *м*. Коэффициент просадки $Кпр.=\frac{H}{h}$ составляет $\frac{319\,м}{63\,м}=5$, т. е. руды, залегающие под просадкой, потеряли около 20% объема.

Необходимо заметить, что ясно выраженные просадки наблюдаются на участках, где мощность коры выветривания не менее 150 *м*. Это подтверждается расчетом. Так, при мощности коры выветривания 100 *м* просадки могут иметь глубину от 15 до 25 *м*. В этом случае даже при густоте бурения 100×200 *м* просадки могут оказаться незамеченными.

Из описанного выше можно сделать следующий вывод по генезису просадок. Образова их в пределах Белгородского железорудн района было обусловлено главным образом кращением объема материнских пород счет выщелачивания из них кремнезема. держание кремнезема в железистых квар тах в среднем составляет 60%, а в богатых лезных рудах — около 3%. Следователь 57% кремнезема было выщелочено в проце выветривания. Пористость богатых железн руд, по данным сотрудников НИИКМА А. Цибизова и И. Е. Куренкиной [6], составл 30—40%. Первоначальной пористостью же зистых кварцитов можно пренебречь ввиду относительно малой величины. Также мож пренебречь при расчетах и увеличением об ема руд за счет перехода магнетита в март как незначительной величиной, а также и тому, что в зоне просадок кварциты в основн представлены железнослюдковыми и гидро матитовыми разновидностями, которые не меняют своего объема при гипергенезе. Отс да потеря объема железистых кварцитов п их выщелачивании составит 17—27% (57% — 40% = 17%; 57% — 30% = 27%), что со ветствует фактической потере объема пор при величине просадки 5 (20% потери об ема).

Процесс выщелачивания протекал в осл ленных трещиноватых зонах, образовавших на контакте пород с различными физически свойствами при их пликативных и дизъюнкт ных дислокациях. Места пересечения этих з с поперечными разломами являлись наибол благоприятными участками для выветри ния.

Таким образом, описанные просадки по с ему генезису аналогичны карсту в карбон ных породах, с той лишь разницей, что в да ном случае они образуются за счет выно кремнезема из силикатных пород и поэто могут быть названы силикатным ка стом.

По мере развития процесса выщелачиван приводившего к увеличению пористости пор и образованию каналов и пустот, значите ную роль в развитии просадок приобрета процесс суффозионного выноса материа Основной сброс подземных вод, вероятно, б приурочен к Днепровско-Донецкой впади являющейся, по-видимому, для района осн ным базисом.

По мере углубления просадок понижа местный базис подземных вод для прилега щих к просадкам участков, что способствов более интенсивному развитию процессов ла ритного выветривания, образованию элю ральных бокситов на алюмосиликатных по

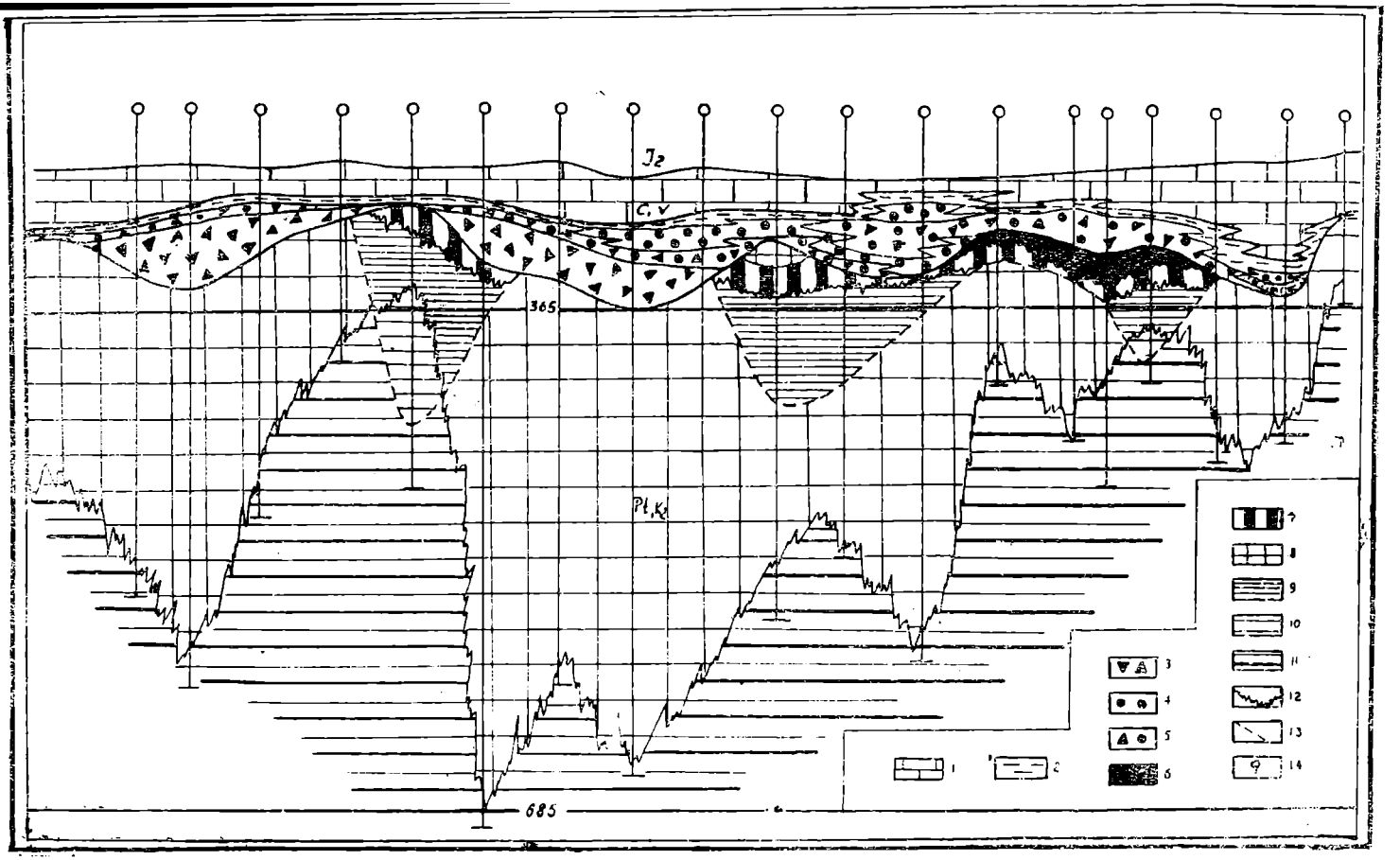


Рис. 2. Продольный геологический разрез через просадки силикатного карста, развитые в зоне контакта железистых кварцитов со сланцами

1 — карбонатные породы; 2 — глины каолиновые, углистые; 3 — грубообломочные переотложенные железные руды; 4 — бокситы осадочные обломочной текстуры; 5 — железо-алюминиевые руды переотложенные; 6 — бокситы элювиальные; 7 — аллиты и сиаллиты элювиальные; 8 — богатые железные руды элювиальные; 9 — сланцы выветрелые; 10 — сланцы филлитовидные; 11 — кварциты железистые; 12 — границы литологических разновидностей пород; 13 — граница коры выветривания; 14 — буровые скважины

дах и богатых железных руд на железистых кварцитах.

На развитие карстово-суффозионных пустот в залежах коренных богатых железных руд в Саксаганском и Южном районах Кривого Ро-

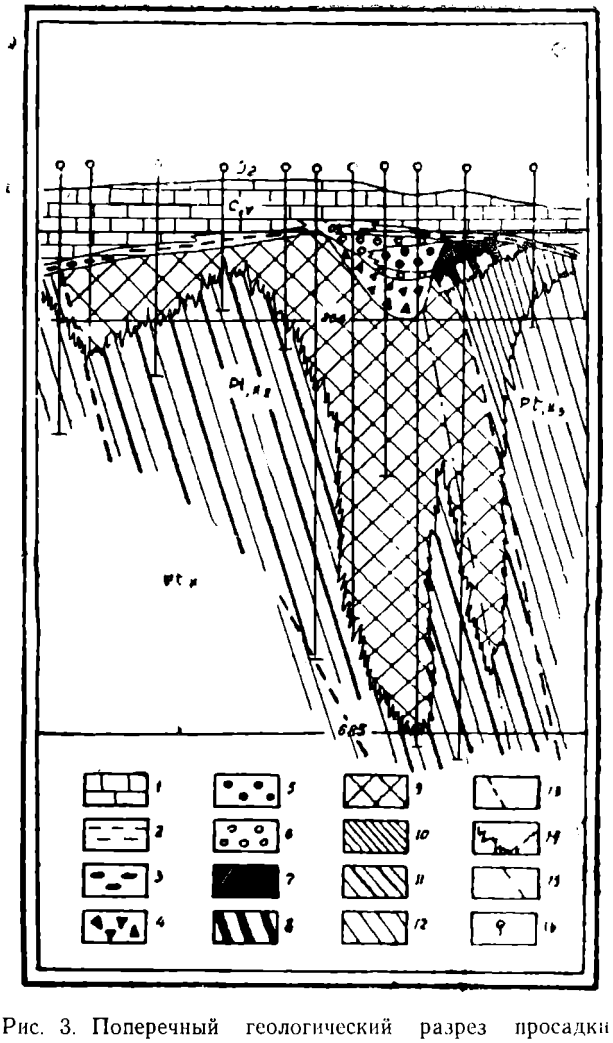


Рис. 3. Поперечный геологический разрез просадки силикатного карста

1 — карбонатные породы; 2 — глины каолиновые углистые; 3 — руда осадочная конгло-брекчиевая; 4 — осадочные железные руды грубообломочные (пролювий); 5 — бокситы осадочные обломочной текстуры (пролювий); 6 — аллиты и сиаллиты осадочные; 7 — бокситы элювиальные; 8 — аллиты и сиаллиты элювиальные; 9 — богатые железные руды элювиальные; 10 — сланцы выветрелые; 11 — кварциты железистые; 12 — сланцы филлитовидные серицит-хлоритовые; 13 — границы литологических разновидностей пород; 14 — граница коры выветривания; 15 — разломы; 16 — буровые скважины

га указывают В. Ф. Петрунь и Б. И. Пиро [4]. Эти пустоты наблюдались ими на глуби до 500 *м* от поверхности и измерялись дес ками кубических метров.

Приведенный выше материал свидетель вует о широком развитии в зонах формиро ния латеритных кор выветривания бессточн отрицательных форм рельефа, образовавш ся за счет проседания поверхности в резуль те уменьшения объема пород при выщелачи нии кремнезема.

Таким образом, на участках развития наи лее мощных залежей элювиальных богат железных руд образовался силикатный кар глубина просадок, как правило, пропорц нальна мощности богатых железных руд. А сюда вытекает, что просадки силикатного ка ста в поверхности докембрийского основан являются прямым указанием на наличие п ними мощной зоны коры выветривания, с торой связаны залежи элювиальных железн руд, бокситов или силикатных никелевых р в зависимости от состава материнских пор

Предварительное изучение рельефа в Но оскольском районе и на Большетроицком м сторождении позволяет предполагать налич аналогичных просадок в этих и других ра нах КМА, где развиты мощные коры выветр вания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апродов В. А. Об основных принципах клас фикации карстовых процессов. «Материалы Комиссии изуч. геол и геогр. карста. Информ. сб.», № 1, М., 19

2. Белевцев Я. Н., Епатко Ю. М., Стрыг А. И. Глубинные зоны окисления в породах Крив ского бассейна. «Сов. геол.», 1959, № 11.

3. Натаров В. Д. Карсты и карстовые воды в д кембрийских породах Саксаганского района Криворо ского бассейна. «Сов. геол.», 1961, № 9.

4. Петрунь В. Ф., Пирогов Б. И. Формирован карстово-суффозионных пустот в железорудных пор дах Криворожья. «Изв. высш. учебн. завед. Геология разведка», № 5, М., 1962.

5. Родионов Н. В. Карст Европейской части СС Урала и Кавказа. М., 1963.

6. Цибизов А. Н., Куренкина И. Е. Новые да ные к характеристике древней коры выветривания ме морфических пород докембрия КМА. «Геол. и полез ископ. центр.-черноземн. обл. Тр. межобл. геол. совещ Воронеж, 1964.

7. Чайкин С. И. Морфогенетические типы богат железных руд КМА. «Геол. и полезн. ископ. центр.-че ноземн. обл. Тр. межобл. геол. совещ.», Воронеж, 19

8. Чайкин С. И. Новые данные по геологии и стр туре кристаллического фундамента Белгородского же зорудного района. «Материалы по геол. и полезн. иск центр. районов Европ. части СССР», вып. 2, М., 1959.

В. И. СИРОТИН

ВГУ

ТУРМАЛИН В ЛАТЕРИТНОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ КМА

Турмалин повсеместно присутствует в филлитовидных сланцах курской серии: в серицитовых, серицито-хлоритовых, биотито-серицитовых, а также в сланцах, в различной мере обогащенных кварцевым или рудным материалом.

Турмалин — самый распространенный среди минералов-акцессориев и распределен в коренных сланцах более или менее равномерно. Иногда в отдельных прослоях его содержание может увеличиваться до 3—4%.

По форме выделяются (рис. 1 а, б) следующие разновидности турмалина: 1) тонкопризматические (игольчатые) кристаллы с наименьшими размерами 0,003—0,007×0,008—0,03 *мм*; 2) таблитчатые призматические, иногда футляровидные (со сглаженными углами) кристаллы с размерами 0,01—0,02×0,02—0,05 *мм*; 3) обломки кристаллов угловатой формы размером 0,01—0,04×0,02—0,06 *мм*.

В поперечном сечении они имеют обычно дитригональную форму. Первые два вида турмалина рассматриваются нами как метаморфогенные, а кристаллы неправильной формы — кластогенные.

Разная природа турмалина наглядно проявляется во взаимоотношениях с вмещающей массой породы. Тонкопризматические (игольчатые) кристаллы в коренных сланцах всегда ориентированы вдоль плоскостей сланцеватости, хорошо реагируя даже на небольшие ее изгибы. Более крупные кристаллы турмалина таблитчатой формы обнаруживают иногда небольшое отклонение от плоскостей сланцеватости. Нередко наблюдается очень характерное пальцеобразное сочленение кристаллов турмалина с вмещающей серицито-хлоритовой массой (рис. 1 в). Такие взаимоотношения кристаллов турмалина с вмещающей массой, несомненно, свидетельствуют о его метаморфогенном происхождении. Нередко игольчатые кристаллы разбиты на несколько блоков, сдвинутых в одну сторону вдоль направления трещин кливажа, что указывает на образование турмалина до смятия сланцев в складки. Кластогенный турмалин не имеет правильных кристаллографических очертаний, встречается в виде угловатых обломков, расположенных в породе беспорядочно, не согласуясь с сланцеватой текстурой. Не исключено, что некоторые игольчатые кристаллы турмалина также кластогенные, регенерированные в период последующего изменения пород [6].

Турмалин обладает стандартными оптическими свойствами, которые не позволяют различить генетические типы. Схема плеохроизма: NO — зеленый; Ne — бесцветный; схема абсорбции: NO>Ne, NO=1,670 (±0,003),

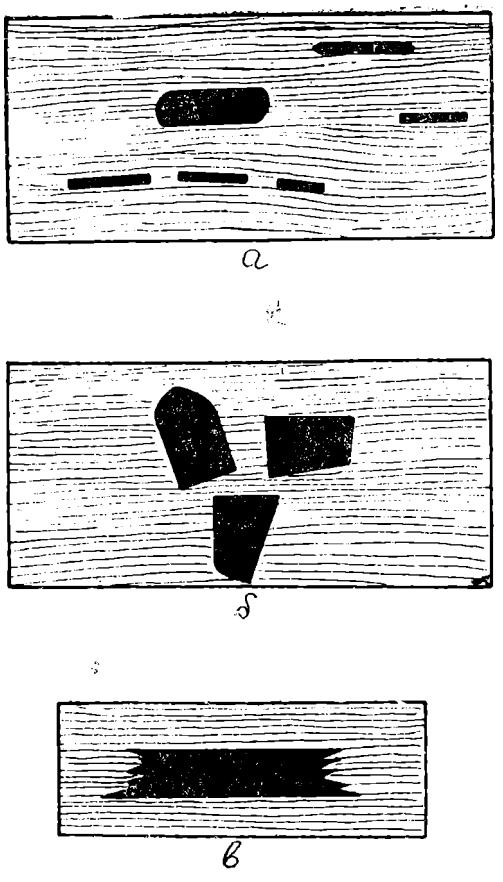


Рис. 1. Форма кристаллов турмалина и его взаимоотношения с вмещающей массой

а — метаморфогенный турмалин; б — кластогенный турмалин; в — пальцеобразное сочленение метаморфогенного турмалина с гидрослюдисто-хлоритовой массой.

Ne=1,630 (±0,003), NO — Ne=0,040, удлинение отрицательное. Иногда отмечается зональность — более густо окрашенная периферическая часть и более светлое ядро (обычно наблюдается среди более крупных кристаллов). Турмалин из серицито-хлоритовых сланцев имеет более высокий показатель преломления (NO=1,689), что хорошо согласуется с повышенным содержанием железа в породе. В этом случае несколько изменяется схема плеохроизма: NO — грязно-зеленый до черного, Ne — бледно-зеленый. Цвета турмалинов находятся в прямой зависимости от их химического состава [1, 4, 5]. По высоким значениям показателей преломления и двупреломления отмеченные турмалины, согласно классификации А. Винчелла, относятся к группе железистых— в преобладающем большинстве к зеленым шерлам. Более редко встречаются синие и черные шерлы.

Принадлежность к шерлам подтверждается химическим анализом турмалина (аналитик Т. Митюшина) из малоизмененных сланцев (скв. 372): SiO_2=35,00; TiO_2=0,98; Al_2O_3=31,32; Fe_2O_3=0,00; FeO=10,72; MgO=5,65; CaO=0,50; MnO=0,06; LiO_2=0,015; Na_2O=1,79; K_2O=0,13; H_2O+=3,14; H_2O-=0,00; B_2O_3=10,43; F=0,48; сумма = 100,21. Кристаллохимическая формула турмалина: $(Na_{0,60}K_{0,02}Ca_{0,10}Mn_{0,01})_{0,73}$ $(Li_{0,01}Mg_{1,44}Fe^{2}{}_{+1,40}Al_{0,30}Ti_{0,12})_{3,27}$ $Al_{6,00}$ $B_3Si_6[O_{27,87}(OH, F)_{3,13}]_{31}$.

В условиях латеритного выветривания турмалин является относительно устойчивым минералом. В латеритном профиле в направлении снизу вверх резко изменяется минералогический и химический состав сланцев. Однако турмалин сохраняется во всех зонах латеритного профиля, испытывая лишь незначительные изменения, отмечаемые почти исключительно в зоне обогащения глиноземом. Эти изменения, касающиеся главным образом наиболее крупных кристаллов, сказываются в появлении трещиноватости, изъеденной поверхности (частичного растворения), в побурении. Иногда кристаллы турмалина разбиваются трещинами на отдельные блоки, каждый из которых имеет разную интенсивность плеохроизма и неодинаковые интерференционные цвета. Побурение, вероятно, соответствует частичному выносу железа из кристаллической решетки турмалина (процесс, очень характерный для зоны бокситизации) и переходу его в менее железистую разность — дравит. Нередко в турмалинах зоны обогащения наблюдается зональность, обратная той, о которой упоминалось выше,— центральная зона (ядро) более темная, с отчетливым плеохроизмом и высокой интерференционной окраской, внеш зона более светлая, иногда без заметного п охроизма и с более низкой интерференци ной окраской. Очевидно, эта зональность ляется результатом гипергенного преобразо ния минерала. Значительно большего вни ния заслуживает распределение и ориентир ка турмалина в верхней части латеритн профиля. Распределение турмалина и ориентировка в зоне обогащения резко отли ются от его положения в коренных слан что связано с изменением структурно-текст ных признаков породы, с глубоким преобра ванием вещества, и являются прямым след вием гипергенного изменения сланцев в ве ней части латеритного профиля.

Самой распространенной в зоне обогаще латеритного профиля является псевдобобо структура. Наблюдение за поведением тур лина в этой зоне позволяет выяснить механи (процесс) образования псевдобобовой стр туры. Псевдобобовая структура характе зуется наличием в породе участков (псевдо бовин) обычно несколько вытянутой форм реликтовой текстурой, «сцементированны промежуточным веществом (псевдоцементо

Наблюдаются два случая распределе

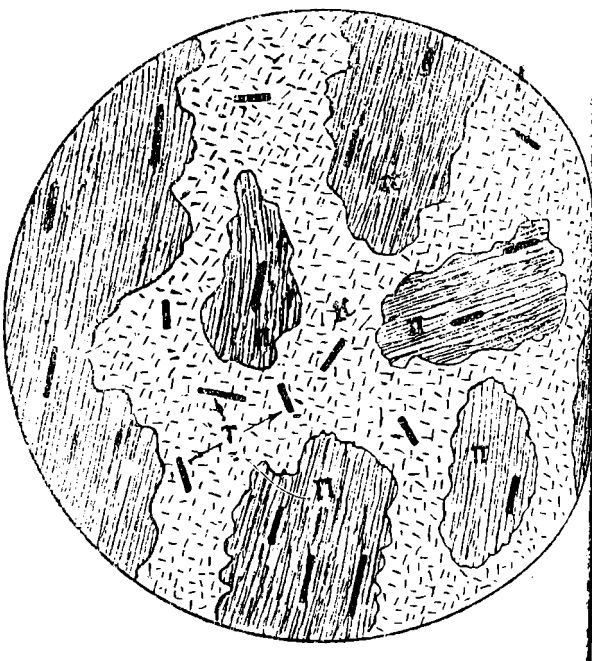


Рис. 2. Бокситовая порода с псевдобобовой структур П — псевдобобовины с реликтовой слащеватой т стурой; К — каолинитовое вещество псевдоцемен Т — турмалин, в псевдобобовинах ориентирован согл но реликтовой слащеватости, а в псевдоцементе рас ложен беспорядочно.

рмалина в псевдобобовинах и псевдоцементе:

1) кристаллы турмалина встречаются в обеих частях породы (рис. 2), но в псевдобобовинах они располагаются ориентированно, согласно реликтовой сланцеватости, а в псевдоцементе — беспорядочно, причем содержание может здесь уменьшаться до полного исчезновения. Иногда наблюдается обогащение турмалином участков близ контакта с псевдобобовинами;

2) турмалин в псевдобобовинах отсутствует или встречается в единичных кристаллах. Псевдоцемент, напротив, обогащен беспорядочно расположенными кристаллами турмалина. Такое распределение турмалина, несомненно, связано с процессами, приводящими к образованию псевдобобовой структуры.

В первом случае псевдобобовины существуют как реликты исходного вещества и постепенно уменьшаются в размерах, иногда почти до полного исчезновения. Псевдоцемент испытывает до определенного момента более глубокие преобразования, проходит стадию метаколлоида и подвергается перекристаллизации с образованием шамозита, каолинита и бёмита. Этот процесс сопровождается нарушением ориентировки кристаллов турмалина в случае беспорядочной раскристаллизации псевдоцемента, а иногда при наличии более крупных центров раскристаллизации турмалин оттесняется к контактовым частям псевдобобовин. Процесс направлен от периферии к центру псевдобобовин.

Во втором случае происходит более или менее равномерная аморфизация исходного вещества (гидрослюдисто-шамозитового), сопровождающаяся нарушением первичной ориентировки турмалина. Затем вокруг определенных центров начинается образование метаколлоидального (скрытокристаллического) вещества, в процессе раскристаллизации которого турмалин, железная слюдка, рутил, гидроокислы железа и другие примеси вытесняются за пределы раскристаллизованных участков. Псевдоцемент всегда при этом сильно загрязняется и содержит беспорядочно расположенные кристаллы турмалина. В результате образования колломорфных структур турмалин может приобретать вторичную ориентировку, не имеющую ничего общего с первичным его распределением в коренных сланцах. Процесс в этом случае направлен от центра раскристаллизованных участков к периферии и сопровождается постепенным их ростом.

Второй процесс может накладываться на первый, и псевдобобовины, возникнув первоначально как результат неравномерного выветривания сланцев, могли в дальнейшем раскристаллизовываться в бёмит или гиббсит. Возможно, что именно наложением этих двух процессов объясняется наблюдаемое иногда скопление турмалина, железной слюдки, рутила и других минералов в определенных участках, расположенных обычно близ контакта псевдобобовин и псевдоцемента.

В условиях латеритного выветривания турмалин является устойчивым и сохраняется в бокситах как реликтовый минерал, несмотря на полный распад большинства минералов. Распределение турмалина и его ориентировка в продуктах латеритного выветривания находятся в тесной зависимости от степени изменения породы. Коренное преобразование породы, которое связано с распадом кристаллической решетки минералов, появлением минералов свободного глинозема, образованием псевдобобовой структуры, сопровождается нарушением ориентировки турмалина и частичным его растворением и перераспределением в породе. Поэтому характер распределения турмалина в коре выветривания является показателем степени преобразования породы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонова Т. Н. Химический состав и окраска турмалинов Борщовочного кряжа. «Докл. АН СССР», т. LV, № 9, 1947.

2. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., 1957.

3. Боженко Г. М., Лиса Н. Я. Турмалин из пегматитовых образований западной Волыни. «Минералог. сб.», № 3, Львов, 1949.

4. Винчелл А., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., 1953.

5. Лебедев А. П. О свинецсодержащем турмалине с Малого Хингана. «Докл. АН СССР», т. XIV, № 3, 1937.

6. Тихомирова Н. Я. О новообразовании турмалина в нижнекембрийских отложениях Иркутского амфитеатра. «Материалы ВСЕГЕИ, новая серия», вып. 8, М., 1956.

15 Заказ № 9383.

С. А. КОВАЛЬ

ВГУ

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ООЛИТЫ ВАЛАНЖИНСКОГО ЯРУСА ТЕРРИТОРИИ КМА

Как известно, железистые оолитовые образования являются почти постоянной составной частью морских отложений юры и неокома центральных областей Русской платформы [6]. В пределах КМА максимальное количество их сосредоточено в породах валанжина, где железистые оолиты нередко образуют значительные концентрации (до 28% по весу), в то время как в отложениях других ярусов юры и неокома они содержатся в ничтожных количествах, либо вовсе отсутствуют.

Железистые оолиты валанжина являются весьма своеобразными образованиями, существенно отличающимися от других железистых оолитов морского генезиса тем, что ядра их представлены не терригенными минералами, а почти исключительно аутигенным глауконитом. Характерной особенностью их является также то, что концентрически-слоистая структура оолитов возникла не в процессе диагенеза, а непосредственно в стадию седиментации.

Изучение железистых оолитов валанжина и вмещающих их пород заслуживает особого внимания еще и потому, что они представляют собой образования промежуточные между собственно рудными накоплениями железа и породами, характеризующимися кларковыми его содержаниями. На необходимость и важность изучения подобных отложений, являющихся результатом процессов зачаточного и незавершенного рудообразования, ранее уже указывалось в литературе [11].

В настоящей статье на основе анализа условий нахождения, морфологии и вещественного состава излагается точка зрения автора по вопросу о механизме образования и условиях отложения железистых оолитов валанжинского яруса территории КМА, а также о генезисе связанных с ними пород.

Морфология и вещественный состав оолитов. Целые оолиты внешне представляют собой почти шаровидные, несколько удлиненные образования с гладкой блестящей или матовой поверхностью темно-коричневого или темно-серого цвета. Поперечник их изменяется от 0,1 до 1,3 *мм*, чаще составляя 0,25—0,5 *мм*. Оолиты обнаруживают явно концентрически-слоистое строение (рис. 1 б, в, д, е, ж). Как правило, в центре их находятся различ формы и размера зерна глауконита или чительно реже — кварца. Неровности обычно сглаживаются темно-коричневой о родной массой, вокруг которой располага железистые концентры (рис. 1 б, ж). По ным оптических, термических и рентгено го анализов концентрически-слоистое вещ во оолитов представлено гидрогётитом.

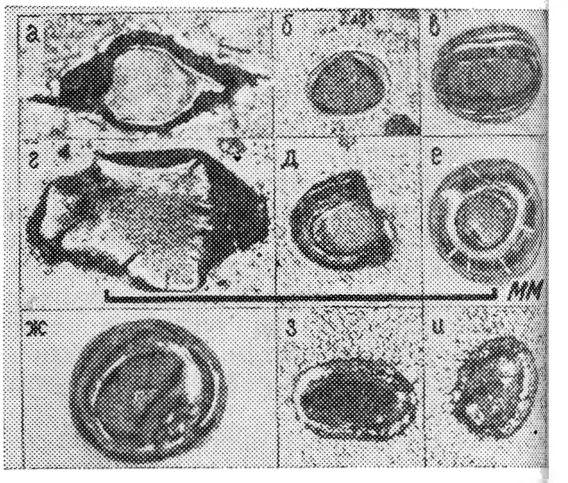


Рис. 1. Оолитовые образования валанжинского яр

В результате изучения шлифов установле что количество кварца в ядрах оолитов обы составляет 3—5% и максимум 16% от чи всех оолитов. Остальные ядра представле глауконитом. С целью более точного опре ления количественных соотношений меж кварцем и глауконитом ядер нами произве следующий эксперимент. Из образца вал жинской глины была выделена фракция, стоящая на 99—100% из железистых оолит Навеска этой фракции в 20 *г* обрабатывал горячей соляной кислотой до полного рас рения внешних гидрогётитовых оболочек. В зультате исследования нерастворенного ост ка установлено, что на 93% он сложен глау нитом и лишь на 7% кварцем. Следует от тить, что свежий глауконит в ядрах оолит наблюдается нечасто. Обычно он в той иной степени пропитан гидроокислами желе отчего диагностика его затруднена.

Помимо целых в породах валанжинского яруса встречаются обломки, а также деформированные (линзовидные) оолиты.

Условия нахождения железистых оолитов. Достоверно установленные отложения валанжинского яруса распространены в северной части территории КМА (северная часть Курской, южная часть Орловской и восток Брянской областей). Здесь находятся наиболее полные разрезы валанжина КМА. Однако, несмотря на это, ни одна из известных нам скважин не вскрывает одновременно все главнейшие типы пород яруса. По этой причине взаимоотношения между отдельными из них не удается наблюдать в одном разрезе.

Основные типы пород валанжина представлены глинистыми сидеритами, глинами и песчаниками.

Глинистые сидериты (так называемые «сидеритовые песчаники») повсеместно залегают в основании отложений валанжинского яруса. Мощность их по керну скважин изменяется от нескольких сантиметров до 0,6 *м*. В бортах Михайловского карьера видно, что сидериты залегают в виде горизонта, состоящего из отдельных караваеподобных тел различных размеров (от 5 *см* в поперечнике до 0,6 *м* по длинной оси).

Сидериты представляют собой плотные массивные породы серого или буровато-серого цвета, которые содержат обычно небольшое (10—15%) количество глинистого материала, алевритовых и песчаных частиц, а также гидрогётитовые оолиты.

Часто в шлифах можно видеть, как сидерит замещает глинистое вещество (гидрослюду). Гидрогётитовые оолиты, как правило, очень хорошо сохраняются, но нередко внешние концентры их также замещены сидеритом (рис. 1 з, и). Помимо целых оолитов присутствуют и их обломки (рис. 1 д).

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Глинистые сидериты представляют собой породы, возникшие в процессе диагенеза, а не в результате непосредственного осаждения из морской воды. В пользу этого говорят конкреционная форма залегания их, а также факты замещения сидеритом глинистого материала и железистых оолитов.

2. Гидрогётитовые оолиты в сидеритах представляют собой образования аллохтонные, о чем свидетельствует нахождение их в породе в виде обломков.

3. Оболочки оолитов были с самого начала сложены окисными соединениями железа, которые даже в условиях интенсивной сидеритизации осадка лишь в незначительной степени замещались сидеритом.

Вторым типом пород, содержащих оолиты, являются глины. Они залегают непосредственно на сидеритах и имеют мощность до 7,4 *м*. Глины представляют собой темно-серые или зеленовато-серые породы с неправильно-горизонтально-слоистой текстурой, нередко с ориентированной микротекстурой, лишь в незначительной степени алевритистые и песчанистые. Они содержат обычно большое количество гидрогётитовых оолитов, органического вещества, сидерита, а также сульфиды железа.

Количество железистых оолитов изменяется в широких пределах (от 2,5 до 28% от веса образца). Помимо целых оолитов нередко наблюдаются их окатанные или угловатые обломки. Таким образом, гидрогётитовые оолиты в данных глинах так же, как и в сидеритах, являются образованиями аллохтонными. Этот факт подтверждается также следующими соображениями.

Судя по гранулометрическому составу, а также текстурным особенностям, формирование валанжинских глин происходило в условиях спокойного гидродинамического режима, на значительном расстоянии от берега. С другой стороны, общепризнано, что оолиты в своей массе являются типичными мелководными образованиями. Кроме того, валанжинские глины богаты органическим веществом, сидеритом и сульфидами железа. Данное обстоятельство указывает на восстановительный характер среды в илах, из которых образовались указанные глины. Минералы же окисного железа (например, гидрогётит) не могли возникнуть в такой обстановке. Таким образом, валанжинские глины и заключенные в них гидрогётитовые оолиты образуют запрещенную ассоциацию, так как условия образования одних и других не совместимы.

Следует остановиться особо на форме нахождения железистых оолитов в глинах.

В нижней части разреза одной из скважин оолиты содержатся главным образом в виде целых, хорошо образованных, недеформированных разностей (рис. 2). Большинство оолитов имеет здесь блестящую отполированную поверхность, отдельные обломки их хорошо окатаны. Оолиты несут на себе явные следы длительного переотложения. Относительное количество их достигает 28% от веса породы.

В верхней части разреза глин, вскрытых этой же скважиной, напротив, все оолиты деформированы, целых, хорошо образованных оолитов нет, поверхность ооидов матовая. Это

можно наблюдать в иммерсионных препаратах (рис. 3), но еще лучше заметно в поперечных шлифах. В последних видно, что сохранившиеся от полного разрушения ооиды имеют линзовидную форму, возникшую в результате сдавливания их в вертикальном направлении. Здесь же содержатся полностью отделенные от ядер и распрямившиеся гидрогётитовые оболочки (рис. 4 и 1 а, г). Наблюдае картина не оставляет сомнения в том, что ные ооиды (в противоположность ооли нижней части разреза) были принесены в стый осадок еще в тот момент, когда их вн ние гидрогётитовые оболочки находились в лузатвердевшем состоянии. Вследствие э очень многие из них были разрушены, др остались целыми, но в процессе уплотне осадка сдавлены и приобрели линзовид форму. Ядра этих ооидов так же, как и других, представлены почти исключител глауконитом. Внешние гидрогётитовые обо ки недоразвиты (только в единичных случ удается наблюдать оолиты с двумя конц рами). Содержание ооидов в глинах верх части данного разреза не превышает 3%.

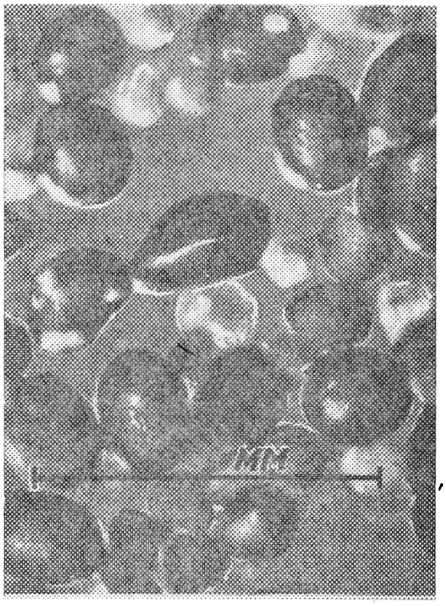


Рис. 2. Целые железистые оолиты валанжинского яруса. Иммерсионный препарат.

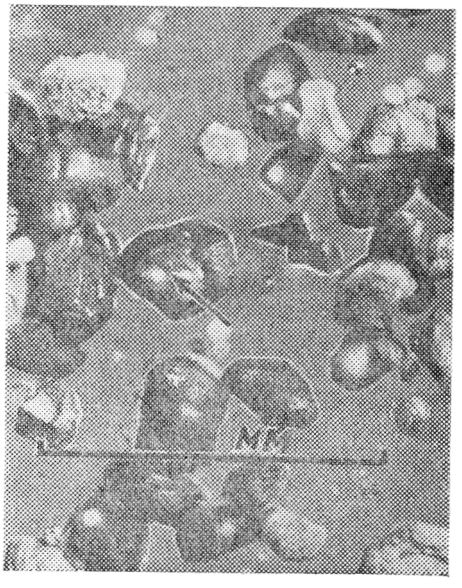


Рис. 3. Деформированные железистые ооиды и их обломки (стрелкой указано глауконитовое ядро с трещиной синерезиса, заполненной гидрогётитом. Иммерсионный препарат).

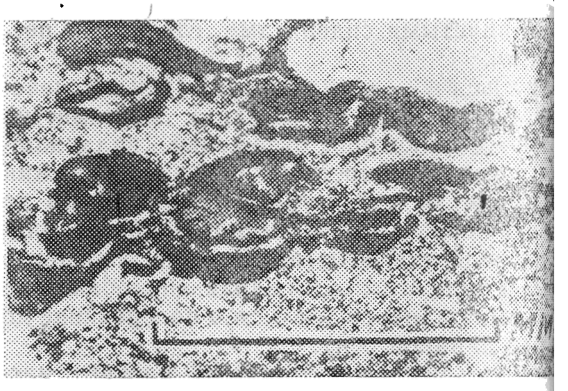


Рис. 4. Деформированные железистые ооиды и распрямленные их гидрогётитовые оболочки. Шлиф поперек слоистости.

Весьма характерен гранулометрический став валанжинских глин. Между содержан терригенной песчано-алевритовой примеси количеством оолитов существует прямая свя чем больше в породе содержится оолитов, больше в ней и терригенных частиц песча алевритовой размерности. Для примера п ведем эти соотношения в нескольких образ одного из наиболее характерных разрезов.

№ образца	Содержание оолитов, %	Содержание терригенных частиц, %	
		>0,05 мм	>0,01 мм
38	2,79	7,50	18,90
39	2,46	5,58	17,45
41	27,49	21,25	28,08

Причину такой закономерной связи след усматривать в том, что значительная ча терригенной примеси привносилась в илис

адки вместе с железистыми оолитами из бо-
е мелководных участков.

Кварцево-глауконитовые песчаники. от тип пород по имеющимся данным значи-льно меньше распространен среди валан-инских отложений, чем глины и сидериты. епосредственные взаимоотношения кварце--глауконитовых песчаников с глинами и си-ритами пока не установлены.

Кварцево-глауконитовые песчаники пред-авляют собой породы коричневато-серого вета с зеленым, табачным оттенком. Обло-очная часть составляет в них 80—85% объ-ма породы и состоит в основном из глауко-нта (70%) и кварца (30%). В виде единич-ых зерен присутствуют полевые шпаты, ми-ералы тяжелой фракции, а также редкие идрогётитовые оолиты. Размеры обломков зменяются от 0,1 до 0,6 *мм,* чаще 0,25—,30 *мм.*

Не касаясь деталей характеристики отдель-ых составляющих частей породы, отметим ишь наиболее существенные черты главней-ших из них. Кварц обычно хорошо и очень хо-ошо окатан. Глауконит наблюдается обычно виде округлых, иногда, несомненно, окатан-ых зерен. Характерной чертой его является начительная трещиноватость: трещины сине-езиса настолько глубоки, что нередко зерна раскалываются по ним на несколько частей. Здесь следует заметить, что глауконит ядер олитов из глин также нередко разбит глубо-кими трещинами синерезиса (рис. 1 г, з). Железистые оолиты в песчаниках такие же, как и в глинах, но содержание их здесь незна-чительно.

Гранулометрический и минеральный состав ороды, а также морфологические особенности инералов указывают на образование ее в рибрежных мелководных условиях с весьма одвижным гидродинамическим режимом.

Механизм образования и условия захоронения железистых оолитов. Рассмотрим теперь, то происходило с соединениями железа, в изобилии поступавшими на протяжении всего валанжинского времени в морской бассейн вместе с речными водами и терригенным материалом.

Надо полагать, что основная часть соедине-ний железа поступала в морской бассейн в виде коллоидов или гелевых сгустков гидро-окислов. Во всяком случае, как указывает Н. М. Страхов, растворенные соединения же-леза, поступающие с континента в морской бассейн, «неизбежно проходили при осажде-нии через коллоидную стадию» [11, т. II, стр. 197].

В песчано-алевритовой зоне, богатой новообразованным глауконитом, некоторая часть соединений железа оседала на поверхности минеральных частиц. Известно, что поверхность минеральных частиц (кварца и глауконита) в контакте с водой обычно заряжена отрицательно [14], поэтому для положительно заряженных коллоидов водной окиси железа эти поверхности, казалось бы, были равноценными. Однако соединения железа предпочтительнее осаждались на поверхности глауконитовых зерен и их обломков и только изредка на кварцевых зернах. Причина этого заключается, вероятно, в том, что поверхность новообразованного глауконита (при прочих равных условиях), несомненно, была более активной, нежели поверхность терригенных кварцевых зерен, переживших долгую историю до попадания в морской бассейн.

В результате длительного процесса образования оолитов (периодическое взмучивание осадка и обрастание ооидов новыми концентрами) в песчано-алевритовой зоне постепенно накапливалось значительное количество окончательно сформированных, хорошо развитых и литифицированных оолитов и некоторое количество (несомненно, меньшее) еще не сформированных ооидов с полузатвердевшей пластичной внешней гидрогётитовой оболочкой. Последние благодаря своей относительной легкости (так как внешние оболочки их содержали еще значительное количество воды и занимали сравнительно большой объем) частично переносились в соседнюю зону илистых осадков. При этом значительная часть их разрушалась при транспортировке, другие же захоронялись в илу и при уплотнении осадка деформировались, приобретая линзовидную форму (рис. 4 и 1 а, г).

Таким образом, песчано-алевритовая зона, богатая новообразованным глауконитом, выполняла роль генератора оолитов и своеобразного фильтра, который задерживал в ней некоторую (довольно значительную, но не основную) часть соединений железа, поступавших с континента и островов.

По данным О. Пратье, изучавшего осадки Немецкой Бухты [16], современные железистые оолиты находятся главным образом на глубине 35—40 *м.* Примерно на этой же глубине, а возможно, несколько меньшей (если учесть эпиконтинентальный характер морского бассейна), по-видимому, образовывались и оолиты валанжина.

Часть соединений железа, прошедшая через этот «фильтр», вместе с глинистыми частицами уносилась в более глубокие участки бассейна и отлагалась там, постепенно преобра-

зовываясь в закисные соединения (сидерит). Транспортировка железа в последнем случае осуществлялась, вероятно, главным образом в виде мельчайших хлопьев геля гидроокиси.

По мере удаления от берега в глубь бассейна абсолютное количество пелитовых частиц глинистых минералов постепенно уменьшалось, в результате чего увеличивалось относительное количество в осадке соединений железа. Глинистые отложения в глубь бассейна переходят в глинистые сидериты и, наконец, в относительно чистые сидериты. Естественно, мощность их при этом значительно сокращается.

На участках сидеритовой зоны, граничащих с глинистыми отложениями, количество соединений железа далеко не достигало 100% осадка, поэтому в стадию диагенеза образовались различного размера караваеобразные конкреции сидерита, наблюдаемые в обнажениях бортов Михайловского железорудного карьера.

В части этой зоны, удаленной от зоны глинистых осадков, количество соединений железа приближалось к 100% за счет уменьшения относительного (как, впрочем, и абсолютного) количества глинистого материала. В этих случаях на значительных площадях образовывалась почти сплошная сидеритовая плита.

По данным Н. М. Страхова сидеритовая железорудная фация есть «отложение нижней половины шельфа, а в некоторых случаях может быть даже начала континентальной ступени (?)» [8, стр. 145]. Принимая эти выводы, глинистые осадки валанжинского моря следует рассматривать как образования средней части шельфа.

Таковым представляется нам ход осадкообразования в валанжинском морском бассейне в периоды наиболее устойчивого и наиболее длительное время существовавшего режима.

Периодически этот довольно устойчивый гидродинамический режим, благоприятный для образования и сохранения железистых оолитов в песчано-алевритовой зоне, нарушался. Вследствие более интенсивного движения водных масс некоторая часть оолитов вместе с терригенным (преимущественно глауконито-кварцевым) материалом перемещалась в область накопления глинистых осадков и залегалась там. Таким образом возникли слои глин, сильно обогащенные железистыми оолитами и одновременно песчано-алевритовым терригенным материалом.

Основываясь на изложенном выше, можно представить фациальный профиль отложений валанжинского моря в следующем виде (рис. 5).

На основе произведенного исследования валанжинских образований территории КМА можно сделать следующие выводы.

1. Железистые оолиты валанжинского бассейна КМА (и, по-видимому, не только КМА, но и всей центральной части Русской платформы) являются своеобразными образованиями, которые, в отличие от других железистых оолитов, ядра их представлены не терригенными минералами, а преимущественно аутигенным глауконитом. Концентрически-слоистая структура оолитов возникла не в процессе диагенеза, а непосредственно в стадию седиментации.

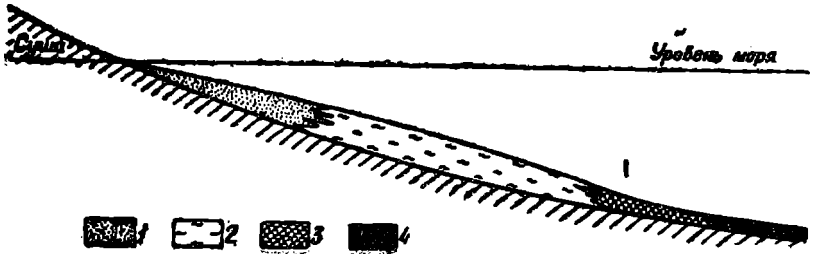


Рис. 5. Схематический фациальный профиль отложений валанжинского морского бассейна на территории КМА.
1 — песчано-алевритовая прибрежная зона, зона интенсивного глауконито- и оолитообразования; до глубины примерно 30—40 м. 2 — зона глинистых осадков, куда в периоды усиления движения водных масс заносились гидрогётитовые оолиты; средняя часть шельфа. 3 — сидеритовая зона, подзона глинистых конкреционных сидеритов с небольшим количеством принесенных гидрогётитовых оолитов; нижняя часть средней и верхняя часть нижней части шельфа. 4 — сидеритовая зона, подзона относительно чистых сидеритов; нижняя часть шельфа.

Как известно, в настоящее время вопрос об условиях и механизме образования рудных оолитов является дискуссионным. Одни исследователи считают, что оолиты могут образовываться в стадию седиментации [1, 3, 4, 7, 12 и др.], другие рассматривают оолитовую структуру как продукт процессов диагенеза [2, 5, 8, 10, 11 и др.]. Наконец, некоторые исследователи считают, что железистые оолиты образуются как в стадию седиментации или диагенеза, так и в обе эти стадии, т. е. процесс начинается в собственно седиментационную стадию и продолжается в диагенезе [15]. Последней точки зрения придерживался ранее и Н. М. Страхов [8], однако позднее он пришел к выводу, что железистые оолиты не могут образоваться в стадию седиментогенеза [10]. В «Основах теории литогенеза» Н. М. Страхов повторяет высказанную им ранее (1953) мысль о том, что «оолитовые железные руды имеются в виду аллювиальные, озерные и морские оолитовые руды.— *С. К.*) являются типичным хемогенным образованием; при этом высокие концентрации рудного элемента и его спутников возникли в стадию седиментогенеза, диагенез создавал лишь минералогическую и структурную форму руд в виде оолитовых стяжений» [11, т. 2, стр. 197]. Наши наблюдения в этом отношении не согласуются с выводами Н. М. Страхова, так как образование концентрически-слоистой структуры оолитов в валанжинское время, несомненно, происходило не в стадию диагенеза, а в процессе седиментации осадка. Это неопровержимо доказывается наличием в глинах еще окончательно не сформированных деформированных ооидов, а также другими приведенными выше фактами.

2. Железистые оолиты валанжина образовались в прибрежной песчано-алевритовой зоне, богатой новообразованным глауконитом; в глинах же, среди которых в настоящее время они наиболее часто встречаются и содержатся в относительно больших количествах, гидрогётитовые оолиты представляют собой образования аллохтонные.

3. Отложения той части песчано-алевритовой зоны, в которой образовались основные массы железистых оолитов, в типичном своем выражении пока нам не удалось установить. Судя по имеющемуся фактическому материалу, образование железистых оолитов валанжина, как и всей гаммы связанных с ними пород, происходило в стадию спада валанжинской трансгрессии. По этой причине отложения песчано-алевритовой зоны, как наиболее мелководной, находились в самой верхней части разреза валанжинского яруса и, естественно, в первую очередь подвергались размыву в поствалянжинское время. Возможно, они были полностью уничтожены. В противном случае они существуют, и среди них вполне вероятно ожидать рудные накопления железа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. «Тр. конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия», М.—Л., 1937.
2. Белоусов А. К. Верхнедевонские диаспор-шамозит-гематитовые руды реки Катава. «Тр. конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия», М.—Л., 1937.
3. Бетехтин А. Г. О генезисе Чиатурского месторождения. «Тр. конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия», М.—Л., 1937.
4. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., 1956.
5. Бушинский Г. И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 11, 1956.
6. Герасимов П. А. [и др.]. Юрские и меловые отложения Русской платформы. М., 1962.
7. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. М.—Л., 1940.
8. Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. «Тр. ИГН АН СССР, серия геол.», вып. 73, № 22, 1947.
9. Страхов Н. М. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 4, 1948.
10. Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 5, 1953.
11. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., 1960.
12. Точилин М. С. О первичном происхождении оолитового гидрогётита среди сидерито-шамозитовых руд. «Докл. АН СССР», т. 87, № 2, 1952.
13. Формозова Л. Н. Состав и условия образования оолитовых железняков дельтовой фации среднеолигоценовых отложений Приаралья. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 5, 1953.
14. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., 1955.
15. Яницкий А. Л. Олигоценовые оолитовые железные руды Северного Тургая и их генезис. «Тр. ИГЕМ АН СССР», вып. 37, М., 1960.
16. Pratje O. Recente marine Eisenooide aus der Nordsee. Cbl. Min. Geol., 1930.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ОСНОВНЫХ ПОРОДАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Интрузивные породы основного состава располагаются среди пород песчаниково-сланцевого комплекса нижнего протерозоя, нередко в непосредственной близости с ультраосновными породами в зоне субмеридиональных зон разломов большой протяженности. В плане тела́ основных пород имеют обычно овальную форму и размеры порядка 3—4×2—2,5 *км*. Тела основных пород обнаружены при геофизических исследованиях, отдельные из них вскрыты скважинами, при этом установлено наличие в их верхней части коры выветривания, изученной нами наиболее детально на штоках 2 и 3 в районе с. Нижнего Мамона. Здесь основные породы представлены габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами. Это массивные меланократовые породы, состоят из плагиоклаза, ромбического и моноклинного пироксенов, в небольших количествах присутствуют биотит, магнетит, апатит, сульфиды.

Среди кор выветривания на основных пор дах выделяются площадные и трещинные, чем последние отличаются от первых ли ным расположением и значительно боль мощностью выветрелых пород.

В профиле коры выветривания (рис. 1) деляются следующие зоны снизу вверх Гинзбургу [2]).

1. Зона дезинтеграции, просачивания, н ла выщелачивания (зона начального ра жения).

2. Зона развития выщелачивания, конеч гидратации, начала окисления (зона пр жуточного разложения).

3. Зона конечного выщелачивания, разви гидролиза и слабого окисления.

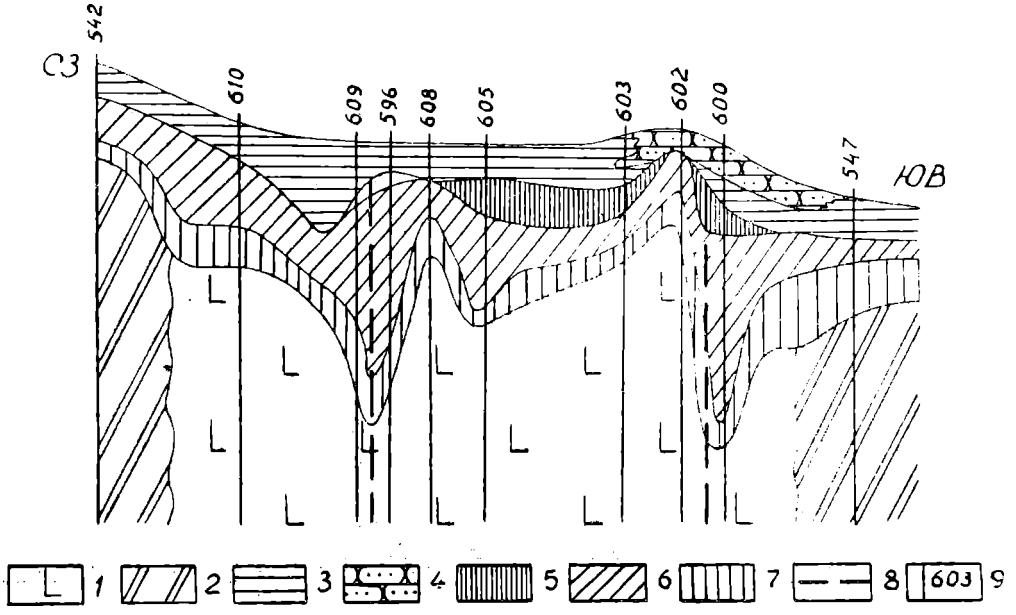


Рис. 1. Схематический разрез коры выветривания на штоке 2 (с. Нижний Мамон)
Масштабы: горизонтальный 1 : 50 000, вертикальный 1 : 1000
1 — основные породы, 2 — породы песчаниково-сланцевого комплекса, 3 — аргиллиты воробьевского горизонта, 4 — песчаники воробьевского горизонта, 5 — зона конечного выщелачивания, 6 — зона промежуточного разложения, 7 — зона начального разложения, 8 — зоны трещиноватости, 9 — скважины и их номера

Номер линии	Глубина, м / 119,5—120,0				118,5—117,5				117,5—115,5				115,5—114,2			
	1		2		1		2		1		2		1		2	
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
1	10ш	17,6	—	—	3	18,3	—	—	4ш	18	—	—	3шд	17,7	—	—
2	—	—	—	—	3	14,2	1дш	13,8	4ш	14,2	2	14,0	3шд	14,2	1шд	13,9
3	8	8,8	10	9,7	1	9,7	1дш	9,6	2	9,4	2шд	10,1	1ш	9,1	1шд	9,3
4	5	7,1	—	—	10ш	7,2	—	—	10	7,0	1	6,97	10ш	7,2	1	6,97
5	3	4,5	—	—	1	4,46	2ш	4,29	2	4,35	1	4,36	1	4,39	1	4,35
6	1	4,17	—	—	3	4,14	—	—	4	4,14	—	—	3	4,16	—	—
7	1	3,8	—	—	—	—	—	—	1	3,94	1	3,69	1	3,89	—	—
8	9	3,56	—	—	10ш	3,58	—	—	10	3,53	1	3,49	10	3,5	2	3,68
9	1	3,35	—	—	—	—	2	3,38	1	3,34	1	3,30	1	3,34	2	3,34
10	1	3,17	10	3,18	—	—	—	—	1	3,1	—	—	1	3,11	—	—
11	5	2,98	1	3,0	3	3,03	3	3,01	0,5	2,98	—	—	—	—	—	—
12	1	2,87	—	—	3	2,74	10	2,68	—	—	—	2,69	3	2,70	10	2,69
13	2	2,53	1	2,49	4	2,51	5	2,491	2 4	2,56 2,496	4	2,55	3	2,51	4	2,5
14	1	2,28	1	2,285	5	2,347	—	—	5	2,333	—	—	5	2,357	—	—
15	—	—	—	—	—	—	2	2,275	2	2,256	—	—	—	—	—	—
16	1	2,203	—	—	1	2,186	2	2,186	1	2,165	4	2,190	1	2,173	3	2,195
17	1	2,081	4	1,994	1	2,081	1	2,116	—	—	3	1,990	—	—	—	—
18	1	1,889	2	1,904	1	1,895	1	1,895	2	1,833	3	1,833	2	1,839	2	1,834
19	—	—	—	—	3	1,782	—	—	3	1,777	—	—	3	1,775	—	—
20	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,708	—	—	—	—	—	—
21	—	—	—	—	5	1,666	5	1,69	5	1,652	5	1,684	5	1,659	1	1,655
22	1	1,606	—	—	3	1,624	1	1,598	2	1,611	—	—	2	1,615	—	—
23	4	1,536	2	1,521	—	—	—	—	4	1,541	—	—	3	1,537	—	—
24	1	1,483	—	—	4	1,487	3	1,458	5	1,478	3	1,478	3	1,485	2	1,478
25	1	1,425	—	—	1	1,428	2	1,425	2	1,447	2	1,434	1	1,447	2	1,429
26	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,415	—	—	—	—	—	—
27	1	1,363	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28	—	—	—	—	2	1,337	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

1 — образец, насыщенный глицерином; 2 — образец, прокаленный до 530°; ш — широкий рефлекс; д — диффузный рефлекс.

Общая мощность коры выветривания на основных породах колеблется от 1 до 20, в среднем 10—12 *м*, в трещинных корах она достигает 35 *м*.

В зоне начального разложения порода хлоритизируется (гидрохлоритизируется) и приобретает зеленоватую окраску. Реликтовая структура породы сохраняется. Процессы хлоритизации захватывают темноцветные минералы и частично плагиоклазы.

По оптическим свойствам — а это наряду с химическими исследованиями надежный способ определения хлоритов [5] — нами выделяются следующие виды хлоритов:

1. Железистый хлорит (гидрохлорит) зеленого, буровато-зеленого цвета с бурыми пятнами гидроокислов железа, наиболее распространен в данной зоне. Встречается в виде агрегатов неправильной формы, псевдоморфоз по цветным минералам, чешуек, обладает заметным плеохроизмом от зеленого до желтовато-зеленого. Средний показатель преломления зеленых разновидностей 1,591—1,594 и более высокий в буровато-зеленых, в которых имеются гидроокислы железа.

2. Делессит наименее распространен, представлен мелкими лучистыми, звездчатыми, розетковидными образованиями (скв. 504, гл. 126,5—128,5 *м*) буровато-зеленого и зеленого цвета. Вблизи буроватых разностей наблюдаются скопления гидроокислов железа, иногда последние расположены в центральных частях розетковидных образований.

3. Клинохлор светло-зеленый, чешуйчатый, развит по полевому шпату, имеет низкую интерференционную окраску и слабо заметный плеохроизм. Средний показатель преломления составляет 1,573.

4. Вермикулитоподобный хлорит по биотиту зеленого, ярко-зеленого цвета, в отдельных случаях с характерной аномальной интерференционной окраской.

5. Джефферизит образовался непосредственно по амфиболу. Для этой разновидности характерен ярко-зеленый цвет, четкий плеохроизм, высокое двупреломление. Показатели преломления по $Ng' = 1{,}540—1{,}548$, по $Np = 1{,}524—1{,}526$.

6. Гидрохлорит встречается в виде прожилков, секущих все остальные хлориты. Это наиболее поздняя генерация. Цвет гидрохлорита зеленоватый, буровато-зеленый. Показатель преломления $Ncp = 1{,}570—1{,}573$.

Плагиоклазы в описываемой зоне мутнеют, что связано с их разложением, выносом натрия и кальция. Последний образует карбонат, выполняющий трещины как в плагиоклазах, так и между другими минералами. Кроме того, плагиоклазам частично развивается монтмориллонит.

Биотит в рассматриваемой зоне хлоритизируется, окраска его изменяется от зеленой до светло-зеленоватой, затем вследствие гидратации наблюдается образование по пластинкам сноповидных и вермикулитоподобных агрегатов с неравномерной окраской. Однако резкий плеохроизм и высокая интерференционная окраска биотита сохраняются.

Гидроокислы железа возникают в зоне при разложении темноцветных минералов и наблюдаются в реликтах пироксенов, амфибола, биотита в виде мелких пятен, а также вместе с чены по трещинам в зернах полевых шпатов. Они также образуются при разложении хлоритов и переходе их в гидрохлориты, что выражается в побурении хлоритов и появлении в них сгустков гидроокислов железа неправильной формы.

В зоне промежуточного разложения порода зеленовато-серая с фиолетовыми пятнами, глинистая, изредка рыхлая. Реликтовая структура не всегда сохраняется.

Порода состоит из новообразованных ми

Результаты химических анализов проб из коры выветривания

Глубина взятия проб, м	Зоны коры выветривания	pH	Гигр. H_2O	Констит. H_2O	п. п. п.	SiO_2 общее	SiO_2 кварца	SiO_2 раствор-им.	Fe_2O
114,2—115,5	Конечного выщелачивания	6,78	2,08	9,71	9,98	40,88	6,66	34,22	12,61
115,5—118,5	Промежуточного разложения	7,79	2,73	3,51	8,98	45,94	21	24,94	4,45
118,5—120,5	»	7,21	4,13	2,39	2,92	50,77	22,2	28,57	6,51
120,5—131,6	Начального разложения	7,22	0,1	0,3	0,06	53,96	не опр.	не опр.	8,36

алов. В нижней части зоны преобладают лориты и гидрохлориты. Последние отличаются от хлорита по обесцвечиванию чешуек и одновременному развитию гидроокислов железа, по снижению показателя преломления. Кроме хлорита и гидрохлорита присутствуют каолинит, галлуазит и монтмориллонит, который составляет большую часть фракции менее 0,001 *мм*. Монтмориллонит устанавливается по целочисленной серии базальных отражений от d_{001} 17,7 kX, наблюдаемых на рентгенограмме ориентированного, насыщенного глицерином образца (табл. 1, гл. 119,5—120 *м*). После прокаливания образца при температуре 550° в течение 2 часов целочисленная серия базальных отражений от d_{001} 17,7 kX исчезает, появляется серия базальных отражений от d_{001} 9,7 kX.

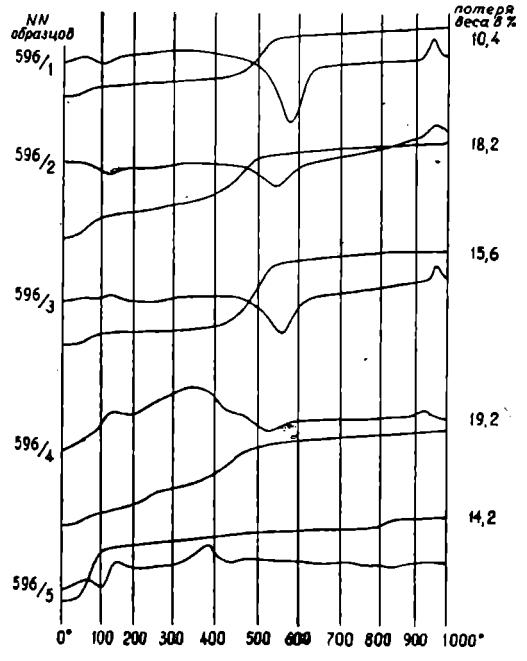


Рис. 2. Кривые нагревания и потери веса глинистых фракций менее 0,001 *мм* в коре выветривания на основных породах скв. 596
Образец 596/1 взят из зоны конечного выщелачивания, образцы 596/2, 596/3, 596/4, 596/5 — из зоны промежуточного разложения

Величина параметра «b» для данного монтмориллонита завышена (d_{060} 1,520 kX), что свидетельствует о замещении атомов алюминия атомами железа в октаэдрических слоях [4]. Наряду с монтмориллонитом в этой фракции присутствует гидрохлорит, который имеет базальные рефлексы, сходные с каолинитовыми. Однако гидрохлорит легко отличается от каолинита главным образом по базисному отражению 060 (1,536 kX). Термографические исследования фракции менее 0,001 также показывают монтмориллонитовый состав исследуемой фракции. На термограмме (рис. 2) проявляется характерный эндоэффект при температуре 100°, в этом же интервале происходит потеря до 75—80% всей воды. Второй эндотермический монтмориллонитовый пик не выражен вследствие примеси катионов железа [1]. Кроме того, имеется характерный экзотермический пик при температуре 380°, свидетельствующий о переходе закисного железа в окисное в железистом гидрохлорите, который по своей структуре сходен с каолинитом [5].

В верхней половине зоны наблюдаются значительные количества каолинита, который образуется по гидрохлориту [3]. При этом гидрохлорит сначала в краях, а затем полностью обесцвечивается, интерференционная окраска его понижается. Вместе с тем появляются фиолетово-красные гидроокислы железа, которые частично пропитывают, а нередко образуют оторочки по краям чешуек каолинита. Показатель преломления каолинита Ncp 1,567. На рентгенограмме образцов из этой части профиля (табл. 1, гл. 117,5—115,5 *м*) каолинит устанавливается как по целостной серии базальных отражений от d_{001} 7,1 kX (интенсивность 10), так и по рефлексам типа hkl.

Таблица 2

на основных породах (скв. 596)

Содержание, %											
FeO	Al_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	MnO	K_2O	Na_2O	NiO	CO_2	S	CoO
5,58	27,33	1,22	1,86	0,55	0,34	0,2	0,13	следы	нет	0,09	0,006
4,91	18,89	0,65	7,29	3,54	0,57	2,4	0,17	нет	4,84	0,02	0,004
2,93	15,24	0,63	8,03	10,17	0,28	2,34	0,74	нет	0,88	0,02	0,003
1,12	15,44	0,64	7,15	13,39	0,52	0,33	0,35	нет	нет	0,03	0,001

Кроме того, присутствует смешанно-слойная фаза, образованная беспорядочным чередованием слоев монтмориллонитового и хлоритового типа, причем соотношение переслаивающихся компонентов меняется от кристалла к кристаллу. Об этом свидетельствует широкий диффузный рефлекс от 14 до 17,7 kX (на рентгенограммах ориентированного насыщенного глицерином образца), который после прокаливания располагается в интервале от 9,6 до 13,8 kX.

Изменения в минералогическом составе хорошо прослеживаются термическими исследованиями (рис. 2, обр. 2, 3, 4). Образец 4 (нижняя часть зоны промежуточного разложения) представляет смесь трех минералов: железистого хлорита, монтмориллонита и каолинита. Для каолинита характерны эндотермический пик (530°), несколько сдвинутый в сторону меньших температур (примесь в каолините железистого гидрохлорита), и экзотермический при 930°. Железистый гидрохлорит характеризуется эндотермическим пиком при 430° и экзотермическим при 350°. Монтмориллонит имеет только один пик — при температуре 180°, остальные не выражены. Термограммы образцов 2 и 3 характерны для каолинита, однако в образце 2 имеется примесь монтмориллонита, о чем свидетельствует потеря воды в интервале от 30 до 120° (до 23% от общей потери веса).

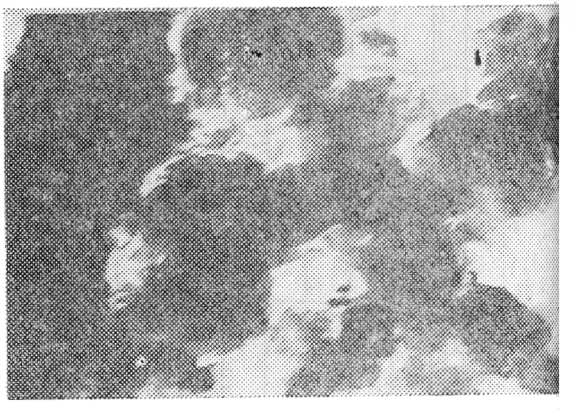
По хлоритизированному гидробиотиту образуется вермикулит. В верхней части зоны последний переходит в леверрьерит.

Помимо перечисленных минералов на электронномикроскопических снимках устанавливаются редкие кристаллы галлуазита (рис. 3 а, б).

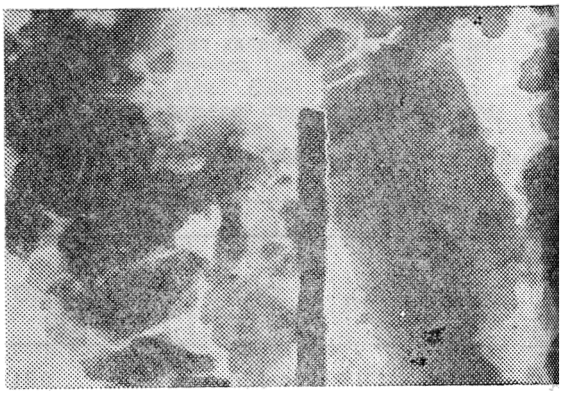
Зона конечного выщелачивания развита лишь на отдельных участках. Мощность ее составляет первые метры. Выделяется две подзоны — нижняя и верхняя. Нижняя подзона сложена бурой, фиолетово-бурой породой железисто-каолинитового состава с небольшой примесью гидрохлорита и монтмориллонита по данным рентгенографического анализа (табл. 1, гл. 114,2—115,5 *м*). Изредка среди каолинита встречаются мелкие агрегаты с более высокими показателями преломления и двупреломления, отнесенные предположительно к гиббситу. Каолинит состоит из червеобразных сростков и агрегатов, в разной степени прокрашенных гидроокислами железа. Чистые, не загрязненные гидроокислами железа чешуйки каолинита имеют показатель преломления Ncp = 1,563—1,564. Каолинит образуется как по гидрохлориту, так и по монтмориллониту. Термограмма глинистой фракции менее 0,001 *мм* типичная каолинитовая (рис. обр. 1).

В верхней части зоны порода светло-се отбеленная, с бурыми пятнами. В этой по не преобладает каолинит, который нацело мещает гидрохлорит и монтмориллонит. Г роокислы железа имеют подчиненное зн ние. Они образуют агрегаты, сгустки, мест встречаются кристаллы пирита. Нередк верхней части отмечаются процессы оглее в результате чего порода приобретает зел вато-серый цвет.

По результатам химических анали (табл. 2) и коэффициентам выветривания можно судить об интенсивности и направ ности процессов выветривания. Вынос ок магния происходит энергичнее, чем ок кальция. Если в слабоизмененных поро соотношение MgO : CaO составляет 2,25, в зоне конечного разложения оно равно Это свидетельствует о разложении в пер очередь темноцветных минералов с образ



б



а

Рис. 3. Электронномикроскопические снимки глини минералов из пород коры выветривания скв. 5 а — глубина 117—117,5 м, увеличение 15 000; б — бина 117,5—118,5 м, увеличение 13 500

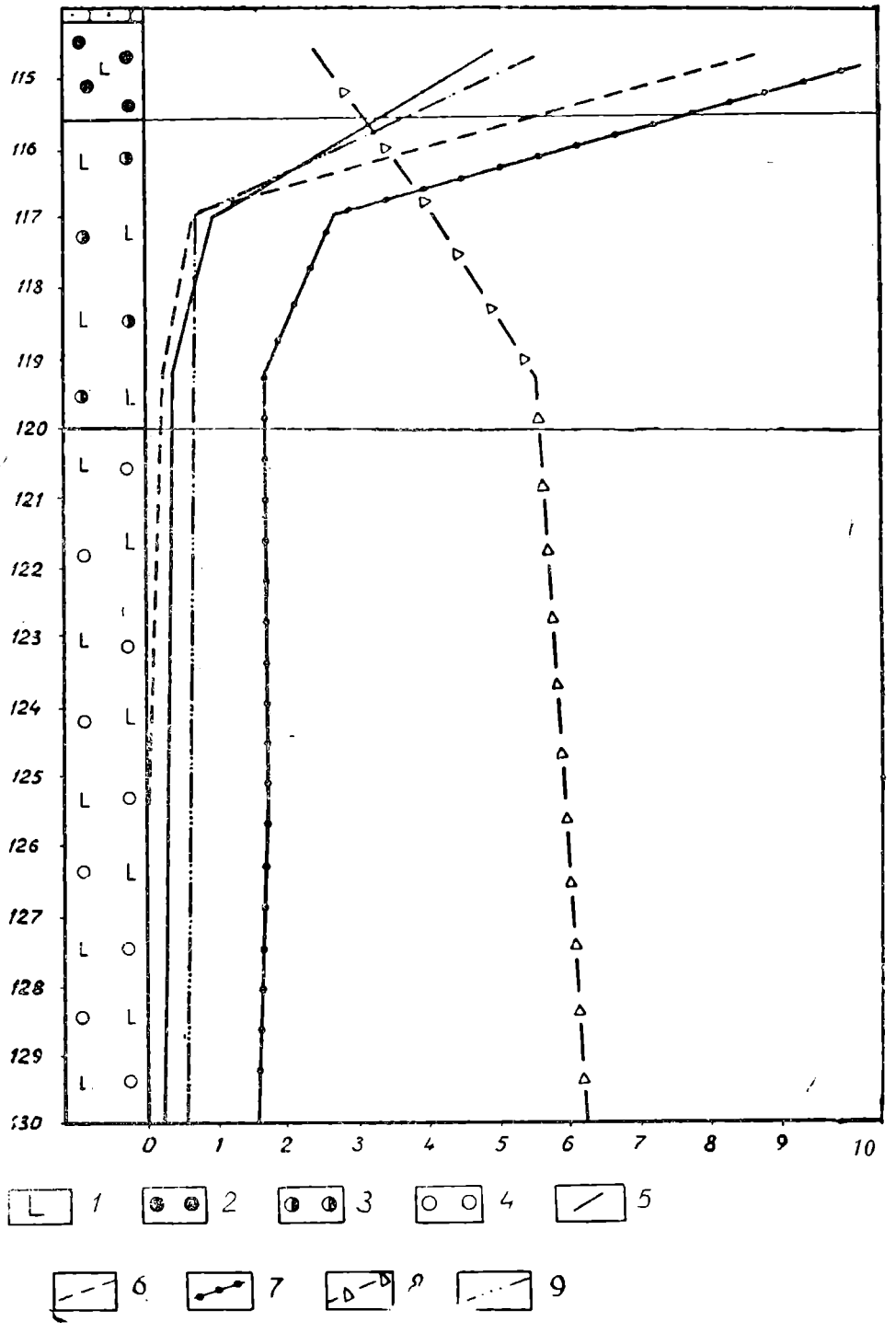


Рис. 4. Коэффициенты выветривания на породах основного состава
1 — габбро. Зоны: 2 — конечного выщелачивания, 3 — промежуточного разложения, 4 — начального разложения. Коэффициенты: 5 — разложения, 6 — гидратации, 7 — выщелачивания, 8 — сиаллитизации, 9 — окисления. Цифры у вертикальной оси — глубина, м, у горизонтальной — значения коэффициентов

нием хлоритов и гидрохлоритов. Плагиоклазы разлагаются позднее.

Изменение соотношения окисного и закисного железа четко выражено по зонам. Так, в слабоизмененных породах оно составляет 0,67, в зоне промежуточного разложения 0,7 и в зоне конечного выщелачивания 5,25. Такой скачок в увеличении количества окисного железа по сравнению с закисным связан с массовым разложением хлоритов и гидрохлоритов и переходом их в каолинит, что устанавливается по оптическим, термографическим и рентгенографическим исследованиям. Количество глинозема снизу вверх возрастает в 1,75 раза, количество SiO_2 уменьшается в 1,3 раза.

Процессы выветривания подчеркиваются коэффициентами выветривания (рис. 4). Коэффициент сиаллитизации в зоне конечного выщелачивания падает в 2,4 раза по сравнению со слаборазложенными породами. Степень разложения породы в верхней зоне возрастает в 13 раз по сравнению со слаборазложенными породами, соответственно количество конституционной воды увеличивается в 30 с лишним раз; pH выветриваемых основных пород колеблется снизу вверх от слабощелочного до слабокислого. Сформированные породы кор выветривания были захоронены под де скими осадками лагунно-болотного типа, объясняется наличие пирита и наложе хлоритов в самых верхних частях коры вы ривания.

ВЫВОДЫ

1. На основных породах юга Воронеж области развит железисто-каолинитовый филь коры выветривания. Верхняя его (железисто-каолинитовая) сохранилась не всеместно.

2. По данным комплексных лаборатор исследований установлена закономерная следовательность изменения минералогиче го состава: темноцветные минералы (амф лы и пироксены) через стадии хлорит — рохлорит, хлорит — монтмориллонит пре щаются в каолинит и гидроокислы желе незначительной примесью галлуазита. По гиоклазам на первой стадии образуется м мориллонит, переходящий в верхней зоне ры в каолинит.

3. В верхней части профиля коры выве вания проявились эпигенетические проце выразившиеся в образовании пирита и эп нетических хлоритов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург И. И. и Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., 1951.

2. Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. В сб.: «Коры выветривания», № 6, М., 1963.

3. Афанасьев А. П. Минералогия древней коры выветривания в породах свиты Имандра-Варзуга и от Хибин. Там же.

4. Викулова М. Ф. Методическое руководств петрографо-минералогическому изучению глин. М.,

5. Бриндли Г. В. и Робинсон К. Хлорит минералы. В сб.: «Рентгеновские методы определ и кристаллическое строение минералов глин», М.,

Г. И. РАСКАТОВ

ВГУ

ИТОГИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИИ, НЕОТЕКТОНИКИ И НЕКОТОРЫХ ВОПРОСОВ ТЕКТОНИКИ ЧЕХЛА И ФУНДАМЕНТА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Исследования геоморфологии и геологии четвертичных отложений центральных частей Русской равнины имеют значительную, более чем столетнюю давность. Богатый опыт разносторонних наблюдений нескольких поколений отечественных геологов и географов, накопленный за эти годы, заложил прочный фундамент современных знаний в этой обла

Не представляется возможным в неболь статье подробно осветить историю геомор логических исследований и развития важ ших геоморфологических идей. Наше вни ние сосредоточено на основных результа геоморфологических исследований, а та

исследований в области неотектоники и геологии четвертичных отложений на территории Воронежской антеклизы за последние два десятилетия, их анализе и выводах относительно направления и характера дальнейших работ в данной области.

Следует подчеркнуть, что в настоящее время правильная оценка перспектив развития геоморфологических исследований возможна лишь на основе учета их соотношений с геолого-геофизическими работами в свете задач комплексного изучения геологического строения антеклизы. Особое значение при этом имеет решение проблемы комплексных исследований геоморфологии, неотектоники, тектоники чехла и фундамента. Поэтому мы кратко остановимся также и на некоторых вопросах изучения тектоники антеклизы.

В годы, предшествовавшие Великой Отечественной войне, работами ряда исследователей были заложены основы стратиграфического расчленения четвертичных и неогеновых отложений территории Воронежской антеклизы, произведено выделение среди них основных литолого-генетических разновидностей и воссоздана в общих чертах картина палеогеографических условий того времени [4, 22, 36].

В ходе общегеологических и специализированных работ, осуществлявшихся различными организациями, были выявлены помимо общих черт строения рельефа, отмечавшихся еще ранее крупнейшими русскими учеными, распространение и генезис отдельных форм рельефа, их связь со строением четвертичных отложений. В ряде случаев такие исследования сопровождались составлением мелкомасштабных геоморфологических карт по отдельным участкам.

В разные годы отдельными исследователями были предложены различные схемы физико-географического и геоморфологического районирования рассматриваемой территории [8, 17]. Своеобразным итогом исследований этого этапа явилось составление в ГУЦР сводных геоморфологических карт и карт четвертичных отложений в масштабе 1 : 500 000, проведенное в 1945—1947 гг. по материалам предшествующих работ.

Говоря о первых попытках выявления молодых тектонических движений и их влияния на характер распространения и строения четвертичных отложений и особенности рельефа, в том числе на степень его расчлененности, следует назвать имена Г. Ф. Мирчинка, С. С. Соболева, Б. Л. Личкова и др. [7, 16, 20, 34].

В целом для рассматриваемого периода, несмотря на ощутимые успехи в изучении геоморфологии и геологии четвертичных и неогеновых отложений, отмечается известная разобщенность работ в данной области, недостаточная их планомерность и единообразие, что тесно связано с относительно слабой степенью комплексирования геологических работ.

Резкий сдвиг как в геологических, так и в геоморфологических исследованиях и исследованиях геологии четвертичных и неогеновых отложений, а также неотектоники произошли в послевоенное время, и особенно с 50-х годов, в связи с проведением комплексной геологической съемки и поисков в масштабе 1 : 200 000 на всей территории антеклизы.

Результатом этих работ явилось составление геологосъемочными партиями ГУЦР наряду с геологическими картами карт четвертичных отложений с элементами геоморфологии в масштабе 1 : 200 000, завершенное в 1964 г. для всей антеклизы, что является очень большим шагом вперед по сравнению с предшествующим этапом в исследованиях. Карты четвертичных отложений составлялись по легенде, разработанной в ГУЦР на основе стратиграфической схемы А. И. Москвитина [23]. Для неогена использовалась в основном местная стратиграфическая шкала, разработанная М. Н. Грищенко [5].

В ходе геологосъемочных работ значительное внимание уделялось палеонтологическому (в особенности палинологическому) обоснованию стратиграфии четвертичных и неогеновых отложений, их генезису и вещественному составу; выявлялись возможности использования этих пород в качестве полезных ископаемых (главным образом как стройматериалов).

Геоморфологическая нагрузка карт четвертичных отложений представлена комплексом экзогенных форм рельефа (эрозионно-аккумулятивных, гравитационных, карстовых и др.) и границами типов рельефа, согласно легенде, разработанной в ГУЦР. При составлении таких карт примерно с середины 50-х годов заметно усилилось использование аэрофотоосновы, что значительно содействовало повышению их кондиционности.

В последние годы начато составление крупномасштабных геоморфологических карт в связи с решением задач промышленного и городского строительства и проведения на выборочных площадях гидрогеологических, геологосъемочных и поисковых работ в масштабе 1 : 50 000.

К числу недостатков геоморфологических исследований необходимо отнести: 1) недостаточную координацию исследований, осуществляемых различными организациями; 2) некоторое отставание в методической работе по совершенствованию легенд геоморфологиче-

ских карт (совмещение на одной карте в ущерб ее кондиционности данных по геологии четвертичных отложений и элементов геоморфологии, неполнота генетического спектра форм рельефа и др.). Но, пожалуй, наиболее серьезным недостатком геоморфологических работ явилось ограничение задач исследований рамками экзодинамики, недоучет роли объективных количественных показателей для типологических характеристик и слабое выявление структурно-тектонической обусловленности геоморфологических элементов. Последнее обстоятельство в свою очередь ограничивало использование геоморфологических критериев для целей геологической съемки и поисков.

Помимо уже упоминавшихся работ по геоморфологическому картографированию начиная с 50-х годов шире стало осуществляться проведение обобщающих тематических исследований на территории антеклизы и смежных площадях [2, 6, 8, 30]. Одним из крупнейших комплексных исследований этого периода явилось изучение геологии и полезных ископаемых территории КМА (включая и вопросы геологии четвертичных и неогеновых отложений и геоморфологии), проведенное Белгородской железорудной экспедицией ГУЦР и Воронежским государственным университетом в 1958—1961 гг.

В итоге этих работ были составлены сводные, с учетом новейших данных, карты четвертичных и неогеновых отложений и геоморфологическая карта территории КМА в масштабе 1 : 500 000, а также схемы геоморфологического районирования и неотектоники [6, 31].

Геоморфологическими работами этого цикла исследований было практически положено начало установлению связей между геоморфологическими элементами и структурами осадочного чехла и фундамента центральных частей антеклизы.

Ряд геоморфологических исследований регионального характера и посвященных характеристике определенных геоморфологических процессов, а также исследования в области литологии, геохимии четвертичных отложений и их инженерно-геологических свойств проводятся в послевоенные годы работниками Воронежского государственного университета, Воронежского, Курского, Тамбовского педагогических институтов, НИИКМА и другими научными учреждениями.

Быстрое накопление геологических и геофизических данных по антеклизе за последние 15—20 лет создало благоприятную обстановку для осуществления исследований и в области неотектоники. Уже первые послевоенные годы отмечены появлением сводных работ по неотектонике, являющихся дальнейшим р витием представлений Г. Ф. Мирчинка [В 1959 г. публикуется карта неотектон СССР (М 1 : 5 000 000) под редакцией Н. Николаева и С. С. Шульца, а в 1962 г.— сх ка по неотектонике СССР [27], знаменую переход от качественной оценки неотектон ских движений к их количественной хара ристике. На упомянутой карте интересую нас район охарактеризован по данным ИГ СССР [14]. Вопросы неотектоники антекл затрагиваются также в работах Ю. А. Ме рякова [18, 19] и И. Н. Ежова [11].

Примерно в это же время начинают про диться более детальные работы по неотек нике прогибов, ограничивающих антекл [13, 32, 38], в основном направленные на явление посредством геоморфологическ анализа (в том числе и морфометрическ методами) нефте-газоносных структур в м ной толще осадочного палеозойского чехл

Для самой антеклизы работы подобного да несколько отставали от изучения прогиб И лишь усиление внимания к докембрию теклизы и его минеральным ресурсам д резкий толчок к изучению неотектоники эт района.

Первые работы, проведенные в этом напр лении Воронежским университетом на К существенно уточнили и детализировали н тектоническую карту 1959 г. и показали п ную реальность прогноза глубинных струк в пределах антеклизы средствами геомор логического и неотектонического анал [30, 31]. На составленной для КМА структ ной карте по неогеновой поверхности выр нивания были выделены поднятия и проги различных порядков и оконтуривающие структурные линии, предположительно отве ющие разломам в фундаменте и флексурн перегибам в чехле. Последние хорошо сог суются с положением некоторых разломов, меченных по геофизическим данным [15].

Дальнейшие работы, проводимые в этом правлении Воронежским государственн университетом в восточной части антекли в содружестве с экспедициями ГУЦР, сод ствовали развитию, углублению и детализа высказанных для КМА положений о нали тесной связи между структурными элемен ми докембрия (его блоковой и отчасти пли тивной тектоникой), структурами осадочн чехла и неотектоническими структурами, торые в свою очередь отображаются в фор рельефа и гидросети.

---

[1] См. статью Г. И. Раскатова, В. В. Шишова, В. Лукьянова в настоящем сборнике.

В свете тех перспектив, которые открываются в области применения геоморфологического анализа для дальнейшего, более углубленного изучения тектоники чехла и фундамента, уместно коснуться состояния знаний по тектонике антеклизы. Послевоенные тектонические исследования, развиваясь на основе научных положений А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского [1, 39] и других выдающихся русских и советских геологов, дали богатый материал по тектонике рассматриваемой территории.

В отношении тектоники докембрия наиболее изученным является район КМА. За последние годы расширились исследования тектоники докембрийских образований в юго-восточной части антеклизы. Значительно слабее изучена и изучается тектоника докембрия в ее восточной части.

Методической основой при изучении геологического строения докембрия является широкое кооперирование геофизических работ с геологическими исследованиями на базе структурно-картировочного и поисково-разведочного бурения.

В итоге проведенных геофизических и геологических работ составлены карты рельефа докембрийского фундамента и геологические карты докембрия для территории КМА, юго-восточной части антеклизы и в более схематичном виде для восточной части антеклизы, сводные и среднемасштабные тектонические схемы для территории КМА и юго-востока антеклизы [2, 12, 15, 28], намечены основные этапы тектогенеза и магматизма, установлены некоторые характерные черты структурного контроля оруденения в докембрии.

В последние годы благодаря использованию данных неотектоники и специализированных геофизических исследований стала вырисовываться значительно бо́льшая роль поперечных разрывных нарушений в складчатой структуре докембрия, чем это считалось ранее, появились данные в пользу блокового характера посторогенной тектоники фундамента и отраженной тектоники чехла [15, 28, 31, 32, 33].

Осуществление геологической съемки масштаба 1 : 200 000 и тематических работ на всей территории антеклизы и ее обрамления (работы ГУЦР — ВНИГНИ, ГИН АН СССР, ВГУ, ВСХИ, МГРИ и др.) позволило наметить как основные черты тектонического строения осадочного чехла и закономерности формирования тектонической структуры по отдельным слагающим ее структурным ярусам, так и некоторые особенности более дробного структурного расчленения антеклизы [9, 24, 25, 29, 33, 37]. Появились данные о влиянии тектонических структур на распределение и состав различных горизонтов осадочного чехла и заключенных в них полезных ископаемых.

Основой подобных исследований явились построение и анализ мелкомасштабных карт гипсометрии важнейших поверхностей несогласия, включая и карты поверхности докембрия, структурных карт по различным горизонтам осадочной толщи, а также отчасти карт изопахит и литолого-фациальных карт и профилей.

По сравнению с докембрийским основанием для чехла обеспечено более однородное освещение тектоники благодаря значительно большей густоте скважин на каждом планшете съемки (М 1 : 200 000), возрастающей от одного структурного яруса к другому вверх по разрезу.

Следует заметить, что при определении условий залегания пород осадочной толщи и структурного ее расчленения данные геофизики используются в значительно более ограниченной степени, чем для докембрия. Как уже отмечалось ранее, начаты и ведутся работы по использованию геоморфологических данных для уточнения структурно-тектонического плана осадочного покрова.

Отмечая известный прогресс в деле изучения тектоники осадочного чехла, необходимо подчеркнуть сравнительно слабую его охарактеризованность с точки зрения более дробного структурно-тектонического расчленения (выделение структур высшего порядка, их соподчинение и морфолого-генетическая систематика), закономерностей развития и соотношения этих структур между собой и с тектоническими структурами докембрия как во времени, так и в пространстве.

Недостаточная увязка литолого-фациальных исследований и исследований в области тектоники обусловливает слабую разработанность вопросов связи развития тектонических структур антеклизы и хода осадконакопления, а вместе с тем условий локализации полезных ископаемых, что в свою очередь ведет к отставанию прогноза на структурно-тектонической основе для постановки поисковых работ. Показательно в этом отношении отсутствие среднемасштабных тектонических карт по антеклизе, удовлетворяющих целям прогноза. Все сказанное в особенности касается восточной части антеклизы.

Анализ степени изученности вопросов тектоники, неотектоники и геоморфологии антеклизы позволяет определить следующие задачи исследований в этих областях на ближайшие годы:

1. Усиление исследований по изучению тек-

тоники докембрия и осадочного чехла антеклизы, особенно в ее восточной, наименее изученной части, на базе широкого комплексирования различных методов, относящихся к рубежным ветвям науки (геологии, геофизики, геохимии, геоморфологии, неотектоники).

Особенно необходимо подчеркнуть роль и значение геоморфологического метода для прогноза глубинных структур, поскольку его использование в настоящее время для указанных целей является недостаточным.

Чрезвычайно важным при этом является дальнейшая разработка геоморфологических критериев для выявления тектонических структур осадочного чехла и фундамента, находящихся в различных соотношениях с неотектоническими структурами (унаследованные, смещенные, обращенные), а также разработка приемов выделения систем разломов различных масштабов, глубины заложения и степени активизации, установления трещиноватости пород чехла и фундамента.

2. Тесная увязка указанных работ с ре нием прогнозно-металлогенических вопр (в частности, с составлением прогнозно-ме логенических карт различных масштабо определение наиболее рационального комп са поисковых признаков для каждого вида лезных ископаемых в чехле и фундаменте теклизы на основе учета влияния структур тектонического фактора на характер оруд ния и его пространственную локализацию.

Совершенно очевидно, что наряду с отме ным выше структурно-геоморфологическим правлением в геоморфологических работах обходимо осуществление на территории ан лизы крупномасштабных геоморфологичес исследований обычного типа и исследовани области геологии четвертичных и неогено отложений для выявления полезных иско мых в рыхлом чехле и для целей промышл ного, гражданского и гидротехнического с ительства, для гидрогеологического район вания и решения задач сельскохозяйствен практики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Л.—М., 1932.

2. Борисов С. Ф. Тектоника докембрия КМА и строение шахтного поля Коробковского железорудного месторождения. «Сб. трудов ИГД АН СССР им. А. А. Скочинского», М., 1960.

3. Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Львов, 1960.

4. Грищенко М. Н. Неогеновые и четвертичные террасы Дона. «Бюлл. Московск. о-ва испыт. природы, отд. геол.», т. XVII (6), 1939.

5. Грищенко М. Н. Неогеновые и четвертичные отложения ЦЧО и их полезные ископаемые. «Тр. межвузовск. совещ. по геол. и полезн. ископ. ЦЧО», Воронеж, 1957.

6. Грищенко М. Н. Основные итоги изучения неогеновых и четвертичных отложений территории КМА. «Геол. и полезн. ископ. центр.-черноземн. обл. Тр. межобл. геол. совещ.», Воронеж, 1964.

7. Гужевая А. Ф. Овраги Средне-Русской возвышенности. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 42, 1948.

8. Дитмар Б. П., Сысоев И. К. Геоморфологические районы Воронежской и Тамбовской областей. «Изв. Воронежск. пед. ин-та», т. 3, Воронеж, 1938.

9. Дубянский А. А. Геологическое строение Воронежской, Курской, Орловской, Брянской и Тамбовской областей. «Геология СССР», т. VI, М., 1949.

10. Ежов И. Н. Геоморфологические районы центральных черноземных областей. «Тр. Воронежск. гос. ун-та», т. XXVIII, Воронеж, 1953.

11. Ежов И. Н. Новейшие тектонические движения и происхождение основных черт рельефа ЦЧО. «Тр. Воронежск. гос. ун-та», т. XXVIII, Воронеж, 1953.

12. Зайцев Ю. С. Результаты геологического картирования докембрия Белгородского железорудного района КМА. «Геол. и полезн. ископ. центр.-черноземн. обл. Тр. межобл. геол. совещ.», Воронеж, 1964.

13. Исаченков В. А. Новые данные по палеогеоморфологии и неотектонике бассейна Верхнего Днепра. «Изв. АН СССР, серия геогр.», вып. 3, 1963.

14. Карта новейшей тектоники СССР в масш 1 : 5 000 000 под редакцией Н. И. Николаева и С. Шульца, 1959.

15. Копаев В. В., Красовицкая Р. Ш. Мате лы к тектонике Воронежского кристаллического сива. «Геол. и полезн. ископ. центр.-черноземн. обл. межобл. геол. совещ.», Воронеж, 1964.

16. Личков Б. Л. Об эпейрогенических движен земной коры на Русской равнине. «Тр. Геоморф. и АН СССР», вып. 10, 1934.

17. Мешков А. Р. Физико-географические рай Средне-Русской возвышенности. «Изв. Воронежск. ин-та», т. X, вып. 2, Воронеж, 1948.

18. Мещеряков Ю. А. Молодые тектонические д жения и эрозионно-аккумулятивные процессы сев западной части Русской равнины. М., 1961.

19. Мещеряков Ю. А. Состояние знаний о сов менных движениях земной коры. В сб.: «Современ тектонич. движения земной коры», М., 1961.

20. Мирчинк Г. Ф. О четвертичном орогенез эпейрогенезе на территории СССР. «Материалы по ч вертичн. периоду СССР», М., 1933.

21. Мильков Ф. Н. Физико-географическое райо рование центральных черноземных областей. Воро 1961.

22. Москвитин А. И. Состояние изученности и вые данные по геологии четвертичных отложений це ральной части СССР. «Тр. Сов. сессии Междунар. ас циации по изуч. четвертичн. периода», вып. IV, 1939.

23. Москвитин А. И. Современные представлен о стратиграфическом делении и длительности плей цена. «Бюлл. комиссии по изуч. четвертичн. период № 23, 1959.

24. Муратов М. В., Микунов М. Ф. и Чер ва Е. С. Основные этапы тектонического развития Р ской платформы. «Изв. высших учеб. завед. Геология разведка», № 11, 1962.

25. Мушенко А. И. Тектоника осадочного покро Воронежской антеклизы. «Тр. Геол. ин-та АН СС вып. 38, 1960.

26. Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР, М.—Л., 1949.
27. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., 1962.
28. Полищук В. Д. Тектоника и магматизм докембрия Курской магнитной аномалии. В сб.: «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений», М., 1964.
29. Преображенская В. Н. Тектонические проявления в юрское время на территории КМА. «Геол. и полезн. ископ. центр.-черноземн. обл. Тр. межобл. геол. совещ.», Воронеж, 1964.
30. Раскатов Г. И. Применение геоморфологического анализа для познания тектоники кристаллического фундамента платформы (на примере Воронежской антеклизы). «Тез. докл. совещ. по оценке перспектив металлоносности», Минск, 1963.
31. Раскатов Г. И. Важнейшие черты неотектоники и геоморфологии территории КМА. «Геол. и полезн. ископ. центр.-черноземн. обл. Тр. межобл. геол. совещ.», Воронеж, 1964.
32. Розанов Л. Н., Цыганков А. В., Алешин В. М. Основные вопросы тектонического и геоморфологического районирования юго-востока Воронежской антеклизы «Геол. и полезн. ископ. центр.-черноземн. обл. Тр. межобл. геол. совещ.», Воронеж, 1964.
33. Семенов В. П. Условия залегания палеогеновых отложений и некоторые общие черты тектоники осадочного чехла Воронежской антеклизы. «Геол. сб. Тр. Воронежск. гос. ун-та», т. 62, Воронеж, 1963.
34. Соболев С. С. О некоторых закономерностях в развитии процессов овражной эрозии на Европейской равнине СССР. «Почвоведение», 1941, № 3.
35. Спиридонов А. И. Основные черты рельефа Черноземного центра. «Вопросы географии», сб. 32, М., 1953.
36. Сукачев В. Н. Основные черты развития растительности СССР во время плейстоцена. «Материалы по четвертичн. периоду СССР», М., 1936.
37. Утехин Д. Н. Девонские отложения территории Курских магнитных аномалий. «Материалы по геол. и полезн. ископ. центр. районов Европ. части СССР», вып. 5, М., 1962.
38. Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов, 1960.
39. Шатский Н. С. О верхнепалеозойской структуре Восточно-Русской впадины. «Докл. АН СССР, нов. серия», т. XXXI, № 5, 1941.

Ю. И. ИОСИФОВА

ГУЦР

МОРСКИЕ МИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ОКСКО-ДОНСКОЙ РАВНИНЫ

Широкое распространение неогеновых отложений на обширной территории Окско-Донской равнины, занимающей все пространство между Средне-Русской и Приволжской возвышенностями, доказано А. А. Дубянским [2, 3]. В их составе А. А. Дубянский отличал толщу темных песков, вверх по разрезу переходящих в черные глины с растительными остатками. Эта толща залегает в глубоко врезанной долине субмеридионального направления; мощность пород составляет около 80 *м*. Много лет спустя М. Н. Грищенко выделил эти отложения в качестве самостоятельной свиты под названием «ламко-андреевские слои» и датировал их средним плиоценом [1]. Долгое время изучение неогеновых отложений Окско-Донской равнины происходило очень медленно вследствие слабой их обнаженности.

Существенный перелом наметился с 1956 г., когда Геологическое управление центральных районов стало проводить на этой территории планомерные поисковые и съемочные работы масштаба 1 : 200 000, сопровождавшиеся бурением[1]. При палинологических исследованиях, сопутствовавших упомянутым работам (Л. А. Юшко, М. Н. Грищенко, М. Н. Валуева, А. А. Гузман), в ламко-андреевских слоях была выявлена флора чрезвычайно богатого систематического состава (50 родов). Доминируют термофильные экзотические растения, в настоящее время распространенные в Средиземноморье, Юго-Восточной Азии и южных широтах Северной Америки. Лишь во флоре из самой верхней части свиты преобладают панголарктические растения. Такой состав флоры заставил пересмотреть вопрос о возрасте ламко-андреевских слоев и датировать их не средним плиоценом, а миоценом — нижним плиоценом.

Вследствие этого отпала возможность сопоставления свиты с андреевскими слоями Нижнего Поволжья (средний и верхний плиоцен), отраженная М. Н. Грищенко в ее двойном на-

[1] Съемочные работы постоянно консультировал проф. М. Н. Грищенко.

звании. В утвержденной ВСЕГЕИ легенде к картам масштаба 1 : 200 000 свита названа «ламкинскими слоями» (N_{1-2} lm).

Съемочные работы значительно уточнили распространение ламкинских слоев. Выяснилось, что они выполняют сложную сеть глубоких погребенных долин, общая схема которых показана на рисунке.

Съемки последних листов в районе Мичуринска, Тамбова и Хворостянки позволили пересмотреть и генезис пород ламкинской свиты. До последнего времени все неогеновые отложения Окско-Донской равнины считались континентальными [1]. Д. М. Коненков [4] высказывался в пользу морского генезиса обнажающихся у дер. Горелки (юго-восточная часть равнины) глауконитовых алевритов с радиоляриями и спикулами кремневых губок, но его мнение, как правило, отвергалось.

Континентальная же природа ламкинских слоев ни у кого не вызывала сомнения.

Наиболее подробно ламкинские слои были изучены в районе г. Мичуринска. Начинаются они грязно-серыми мелкозернистыми песками (мощность до 40 *м*) с обильными обломками углифицированной древесины, в основании с крупной галькой кварца, кремня и известняка. Вверх по разрезу пески постепенно сменяются угольно-черными и коричневатыми глинами (мощность 30—40 *м*) с кристаллами гипса и железистыми оолитами, с обильными растительными остатками. По плоскостям наслоения глины содержат присыпки сильнослюдистых алевритов. Обращает на себя внимание обилие зерен свежего ярко-зеленого глауконита в верхней части песков и в алевритовых прослоях среди глин. Подробное послойное изучение минералогического состава песков и алевритов иммерсионным методом показало, что прослои, обогащенные глауконитом, обычно содержат также повышенное количество неустойчивых и полуустойчивых минералов (полевые шпаты, эпидот, цоизит, гранат). Объяснить этот факт простым переотложением мезозойского материала не представляется возможным, так как в других неогеновых отложениях района (усманских и кривоборских слоях) при гранулометрическом составе, близком к составу ламкинских слоев, глауконит отсутствует полностью, а неустойчивые минералы содержатся в малом количестве. Все это привело нас к предположению о морском генезисе верхней части ламкинских слоев (как и некоторых других, богатых глауконитом толщ неогена, развитых в окрестностях Мичуринска).

В ламкинских слоях пока не найдены органические остатки, позволяющие судить об их генезисе. К сообщению В. Н. Мирошникова [5] о находке залегающих in situ радиолярий в образцах ламкинских пород из картировочной скважины у дер. Дмитриевки Мичуринского района (интервал 21,8—24,0 м), переданных ему автором на определение минералогического состава, и в некоторых других скважинах района Тамбова и Кирсанова следует подходить с большой осторожностью. Во-первых, в скважине у дер. Дмитриевки радиолярии выделены не из ламкинских слоев, которые в этом разрезе начинаются с глубины 25,0 *м*, а из перекрывающих их с размывом более молодых плиоценовых отложений — усманских слоев. О стратиграфическом положении радиолярий в других разрезах судить невозможно, поскольку ни адреса скважин, ни глубина отбора образцов не указаны. Во-вторых, повторный просмотр материалов, собранных В. Н. Мирошниковым, показал, что радиолярии являются переотложенными и по возрасту относятся к верхнему мелу (произведен С. В. Точилиной совместно с Р. Х. Линдеман). В 1964 г. нам удалось выделить радиолярии и фораминиферы из некоторых разрезов ламкинских слоев района Мичуринска; все они, по определению Р. Ф. Смирновой, имеют верхнемеловой возраст и, следовательно, являются также переотложенными.

Для окончательного решения вопроса о генезисе ламкинских слоев пришлось прибегнуть к ряду специальных методов изучения вещественного состава пород. С этой целью в шлифах и различных фракциях был исследован состав аутигенных минералов, состав глинистых минералов (методами окрашивания органическими красителями, дифрактометрического рентгеноструктурного анализа и электронной микроскопии фракций меньше 0,001 *мм*) и состав терригенных минералов ламкинских отложений (иммерсионный метод) [1]. Для исследования были выбраны разрезы ряда скважин, располагающихся в районе Мичуринска (дер. Дмитриевка, Первое Мая, Алексеевка, Петровка, Ивановка). Во всех этих разрезах ламкинские слои надежно датированы богатыми пыльцевыми спектрами, семенной и листовой флорой. Ниже излагаются результаты изучения вещественного состава ламкинских слоев.

Нижняя часть песков свиты совершенно не содержит глауконита или содержит его в виде единичных зерен. Среди терригенных минералов неустойчивые присутствуют в небольшом количестве (в разрезе дер. Петровки по десяти образцам из 45-метровой песчаной пачки

[1] Исследования проводились в лабораториях ИГГР, ГЕОХИ, ВГУ и ГУЦР.

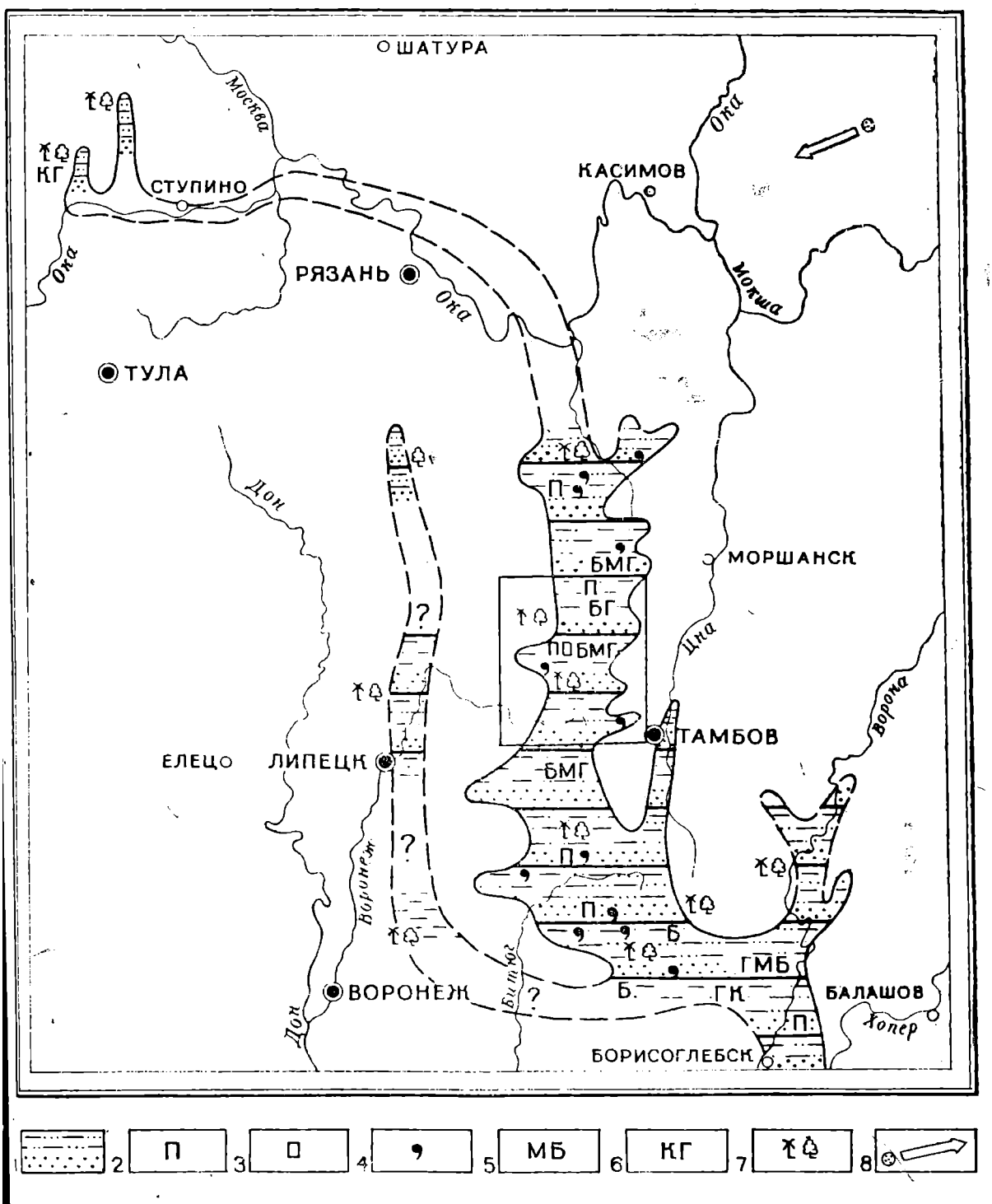


Рисунок. Литолого-палеогеографическая карта центральных районов Русской платформы. Миоцен.

1 — вверху глины песчаные, ниже пески; 2 — пирит; 3 — сидерит; 4 — глауконит; 5—6 — минералы глин: М — монтмориллонит; Б — бейделлит; К — каолинит; Г — гидрослюда; первым указывается преобладающий минерал; 7 — главнейшие разрезы, из которых изучена пыльца; 8 — некоторые направления сноса.

основания свиты среднее содержание полевых шпатов составляет 1,9%, граната — 2,05%, эпидота — 1,01%). Железистые минералы представлены почти исключительно лимонитом. Единичные пропластки глин, встречающиеся в песках, состоят из гидрослюды с примесью каолинита. Все это свидетельствует о том, что нижняя часть песков ламкинских слоев представляет собой аллювиальные отложения.

Выше по разрезу среди песков появляются прослои, содержащие заметное количество глауконита; в верхней части песков глауконит уже обилен (содержание его достигает 10% легкой фракции). Глауконит ярко-зеленый, лопастной; в шлифах во многих случаях удавалось наблюдать, что зерна его рассечены глубокими трещинами, возникающими при усыхании геля; заметны удлиненные кусочки геля, еще не приобретшие форму зерен. Такие морфологические особенности могут быть свойственны лишь аутигенному глаукониту. В прослоях, богатых глауконитом, Н. В. Ренгартен, любезно согласившаяся просмотреть некоторые наши препараты и шлифы, обнаружила известковые морские водоросли — кокколиты и хорошо образованные кристаллы цеолитов типа морденита, свойственные исключительно морским отложениям [6]. Среди терригенных минералов этой части разреза в значительном количестве появляется полуустойчивый гранат; содержание неустойчивых минералов — полевого шпата и эпидота — еще невелико (в скв. дер. Дмитриевки среднее содержание указанных минералов по пяти образцам соответственно составляет 10,7; 1,5 и 1,2%). Эта часть разреза скорее всего представляет собой отложения речной долины, периодически подтоплявшейся морем.

В глинах ламкинских слоев глауконит весьма обилен — количество его в алевритовых пропластках не менее 6—7%, во многих прослоях оно достигает 25—34% легкой фракции. Морфологически глауконит близок к вышеописанному. Часто в шлифах, изготовленных из глин, наблюдаются пигментные пятна глауконита размытых очертаний, несомненно сингенетичные вмещающей породе. Среди аутигенных минералов помимо глауконита обильны пирит и сферосидерит. Из терригенных минералов обильны неустойчивые и полуустойчивые: полевые шпаты (среднее содержание 6—8%), эпидот (9%), гранат (до 10%). Рентгеноструктурные исследования показали, что среди минералов глин постоянно преобладает монтмориллонит; в значительно меньших количествах присутствуют гидрослюды и каолинит, причем обычно гидрослюда преобладает над каолинитом. Наблюдения под электронным микро[скоп]ом позволили установить, что частицы ка[олин]ита утеряли идиоморфные очертания и я[вля]ются обломками. Лишь в основании глини[стой] пачки имеются прослои, в которых гидросл[юда] преобладает над монтмориллонитом. Посто[янное] преобладание монтмориллонита (или б[ейдел]лита) в составе глинистых минералов п[ачки] глин подтверждается и результатами м[ногочисленных] анализов методом окрашивани[я] органическими красителями, производившихся при съемочных работах на всей территории распространения ламкинских слоев.

Все это убеждает нас в том, что глинистая пачка ламкинских слоев сформировалась в условиях, близких к морским, причем соленость вод была достаточно высокой, чтобы обеспечить массовое образование глауконита; влияние близко залегавшей суши проявилось в постоянном присутствии каолинита. Самая нижняя часть пачки, скорее всего, сформировалась в озерно-лиманных условиях.

Таким образом, ламкинские слои представляют собой закономерное сочетание аллювиальных, озерно-лиманных и морских осадков, характерное для трансгрессивных серий. Отложению их предшествовала разработка крупной речной долины протяженностью не менее 500 *км*. Интенсивные опускания территории Окско-Донской равнины в миоцене обусловили проникновение в эту долину соленых вод Понто-Каспия и образование громадного лимана, а продолжавшееся опускание привело к накоплению в пределах лимана достаточно мощной толщи морских осадков.

Помимо Окско-Донской равнины, в центральных частях Русской платформы миоценовые отложения известны в нескольких пунктах по левобережью Оки (окрестности городов Серпухова и Подольска), где выполняют глубокие узкие погребенные долины; абсолютные отметки днищ этих долин на 60—70 *м* превышают отметки днищ основной ламкинской долины. Миоценовые отложения представлены песками с прослоями темных глин гидрослюдисто-каолинитового состава и охарактеризованы богатыми комплексами пыльцы и спор, а также листовой флорой. Данные о развитии миоцена в каких-либо иных районах центра Европейской части СССР отсутствуют. Поэтому наиболее вероятно, что миоценовые породы окрестностей Серпухова и Подольска отложены притоками мощной долины, существовавшей в рассматриваемую эпоху в пределах Окско-Донской низменности. Состав глинистых минералов указывает на континентальный генезис «заокского» миоцена.

Таким образом, в миоценовую эпоху сущест-

овала громадная долина (см. рисунок), начи-авшаяся под Москвой, пересекавшая совре-енную Оку где-нибудь в районе г. Спасска-язанского и протягивавшаяся вдоль совре-енного Хопра до района Доно-Медведицкого еждуречья, где впадала в море. Интенсивное пускание Окско-Донской низины обусловило проникновение в эту долину морских вод Понто-Каспия, достигавших примерно широты Оки. Севернее Оки солоноводные отложения не известны. Следовательно, в миоцене современный Окско-Донской водораздел еще не существовал и бассейны современной средней Оки и Дона представляли собой единое целое.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грищенко М. Н. К палеогеографии бассейна До-а в неогеновом и четвертичном периоде. «Материалы о четвертичн. периоду», вып. 3, М., 1952.
2. Дубянский А. А. Подземные воды Воронежа. ороне ж, 1933.
3. Дубянский А. А. Геология и подземные воды верной части Воронежской области. Воронеж, 1939.
4. Коненков Д. М. Четвертичные и неогеновые от-жения в связи с историей формирования долины Дона. «Бюлл. Московск. о-ва испыт. природы», т. XXI (2), 1946.
5. Мирошников В. Н. О находке микрофауны в ергенинской толще Окско-Донской низменности. «Геол. сб. Тр. Воронежск. гос. ун-та», т. 62, Воронеж, 1963.
6. Ренгартен Н. В. и Константинова Н. А. Роль фациально-минералогического анализа в реконструкции климата антропогена. М., 1965.

Г. И. РАСКАТОВ

ВГУ

ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ МЕЛКОМАСШТАБНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ ТЕРРИТОРИИ КМА

настоящее время нет недостатка в схемах орфологического районирования террито-центральных областей Европейской части Р [2, 3, 4, 5]. И, напротив, исключительную кость представляют опубликованные гео-фологические карты среднего (1 : 100 000—00 000) и мелкого (1 : 500 000—1 : 1 000 000) штабов. Такой разрыв представляется ствием относительно слабой геологической ятости рассматриваемого района до нача-0-х годов текущего столетия.

а последнее десятилетие произошел значи-ьный сдвиг в геологических исследованиях тра Русской равнины. Уже к 1960 г. комп-сной геологической съемкой среднего мас-аба была полностью покрыта территория А. В ходе геологосъемочных работ были звиты и дополнены легенды, существовав-е в ГУЦР (Москва) для геоморфологиче-их карт среднего и мелкого масштаба, в том сле применительно к районам с преимущест-ным развитием эрозионно-денудационных форм рельефа (Средне-Русская возвышенность). Содержанию такой легенды масштаба 1 : 500 000, в разработке которой в 1958—1961 гг. в содружестве с геологами ГУЦР принимал участие автор и на основе которой была составлена геоморфологическая карта территории КМА (приведенная в схематизированном виде на рисунке), и посвящается настоящая статья.

В основу легенды положен морфогенетический принцип, широко используемый в практике составления мелкомасштабных геоморфологических карт [1, 6, 7]. Этот принцип в наибольшей степени соответствует характеру накопленного геоморфологического материала по КМА.

Основными таксономическими единицами легенды являются морфогенетические типы и подтипы рельефа. Типы рельефа объединяются в более крупные категории — группы типов. Помимо типов рельефа выделяются формы и группы форм рельефа. Под типом рельефа мы

понимаем категории рельефа, близкие по своему содержанию категории рельефа шестого порядка в системе классификации, принятой межведомственной комиссией по разработке унифицированных условных обозначений для геоморфологических карт разных масштабов. Подразделение на типы производится на основе учета генезиса и морфологии рельефа (степень расчленения, гипсометрическое положение, морфологический облик). Различия в составе коренных пород, мощностях и литолого-генетических особенностях четвертичного покрова, а также детали гипсометрической характеристики определяют подразделение типов рельефа на подтипы.

Большое значение в типологической систематике придается морфологическим и морфометрическим показателям. Для равнин с их кажущимся внешним однообразием ландшафтов использование количественных характеристик рельефа существенно содействует увеличению степени объективности и точности при выделении морфогенетических типов рельефа.

Один из важнейших морфометрических показателей — степень расчленения рельефа. Под степенью расчленения нами понимается густота долинно-балочной сети, исчисляемая в километрах на 1 $км^2$ площади. Различаются слабое (1,2 $км/км^2$), среднее (1,2—1,6 $км/км^2$) и сильное (>1,6 $км/км^2$) расчленения. Коэффициенты расчленения являются усредненными. В тесной связи с густотой расчленения находится обычно и глубина расчленения, однако первая в условиях Средне-Русской возвышенности — более надежный показатель для типизации рельефа.

По гипсометрическому положению рассматриваемая территория может быть подразделена на возвышенную равнину (более 240 *м* абс. высоты) и относительно пониженную равнину (менее 240 *м* абс. высоты). Рубеж в 240 *м* принят после тщательного исследования гипсометрической карты, составленной автором в масштабе 1 : 200 000. В качестве промежуточных рубежей могут быть использованы изогипсы 260 и 220 *м*.

По морфологическому облику междуречных пространств последние делятся на полого-волнистые, полого-увалистые и полого-холмистые. Во всех случаях размах высот между волнами рельефа невелик (от 5—6 до 15—20 *м*). Полого-волнистым равнинам присущи неправильно овальные и изометрические плановые очертания поднятий, разделенных расплывчатыми понижениями. Склоны поднятий очень пологи (доли градуса, редко 1—2°). Для полого-холмистых равнин характерна более четкая оформленность поднятий и несколько большая крутизна склонов (до 3°). Неровности водораздельных поверхностей полого-увалистых равнин имеют характер небольших, вытянутых в определенном направлении удлиненно-овальных поднятий, разделенных мягко очерченными ложбинами. Крутизна склонов варьирует в пределах 1—2°.

Рассмотренные черты морфологии, используемые для геоморфологической систематики находятся в тесной зависимости от многих факторов и, в первую очередь, определяются взаимодействием развивающихся тектонических структур и ходом экзогенных процессов по-разному проявляющихся в различных по литологическому составу подстилающих породах. В связи с этим тот или иной тип рельефа имеет соответствующую генетическую окраску.

В принятой легенде типы рельефа получили обобщенную генетическую характеристику: эрозионно-денудационная равнина; эрозионно-денудационная равнина, перекрытая отложениями днепровского оледенения; водноледниковая равнина.

Детализация генезиса как в отношении денудационных, так и аккумулятивных процессов (выделение господствующего генетического типа или определенного комплекса генетических типов антропогеновых отложений дается в тексте, а также выявляется на основе сочетания морфогенетических типов с формами рельефа на геоморфологической карте.

Вследствие того, что на территории Русской равнины господствуют длительно формировавшиеся категории рельефа денудационного ряда, для которых предусматривается возрастная датировка на карте в широких интервалах, общих для укрупненных таксономических подразделений, дальнейшей детализацией по отдельным типам рельефа в объяснительном тексте.

Помимо морфогенетических типов и подтипов рельефа, в легенде выделены группы форм и формы рельефа, объединенные по генетическому признаку. Не останавливаясь на перечне этих форм, мы акцентируем внимание на группе форм тектонического происхождения, выделение которых на геоморфологических картах для центральных частей Русской платформы до последнего времени почти не практиковалось.

Новейшие данные свидетельствуют о том, что очень многие из тех форм рельефа Среднерусской возвышенности, которые по традиции считаются чисто скульптурными, на самом деле структурно обусловлены. В них проявляются глубокие связи с рельефом и тектоникой (главным образом глыбовой) структурой кембрийского основания и осадочного чехла, неотектоническими структурами.

На геоморфологической карте, построенной в соответствии с рассмотренной легендой, типы и подтипы рельефа показываются фоновой окраской или в штриховом варианте (см. рисунок). Интенсивность и тонировка цвета, присущего определенной генетической категории, отображают градации в морфолого-морфометрической и гипсометрической характеристике типов рельефа. Последняя подчеркивается также разреженными изогипсами.

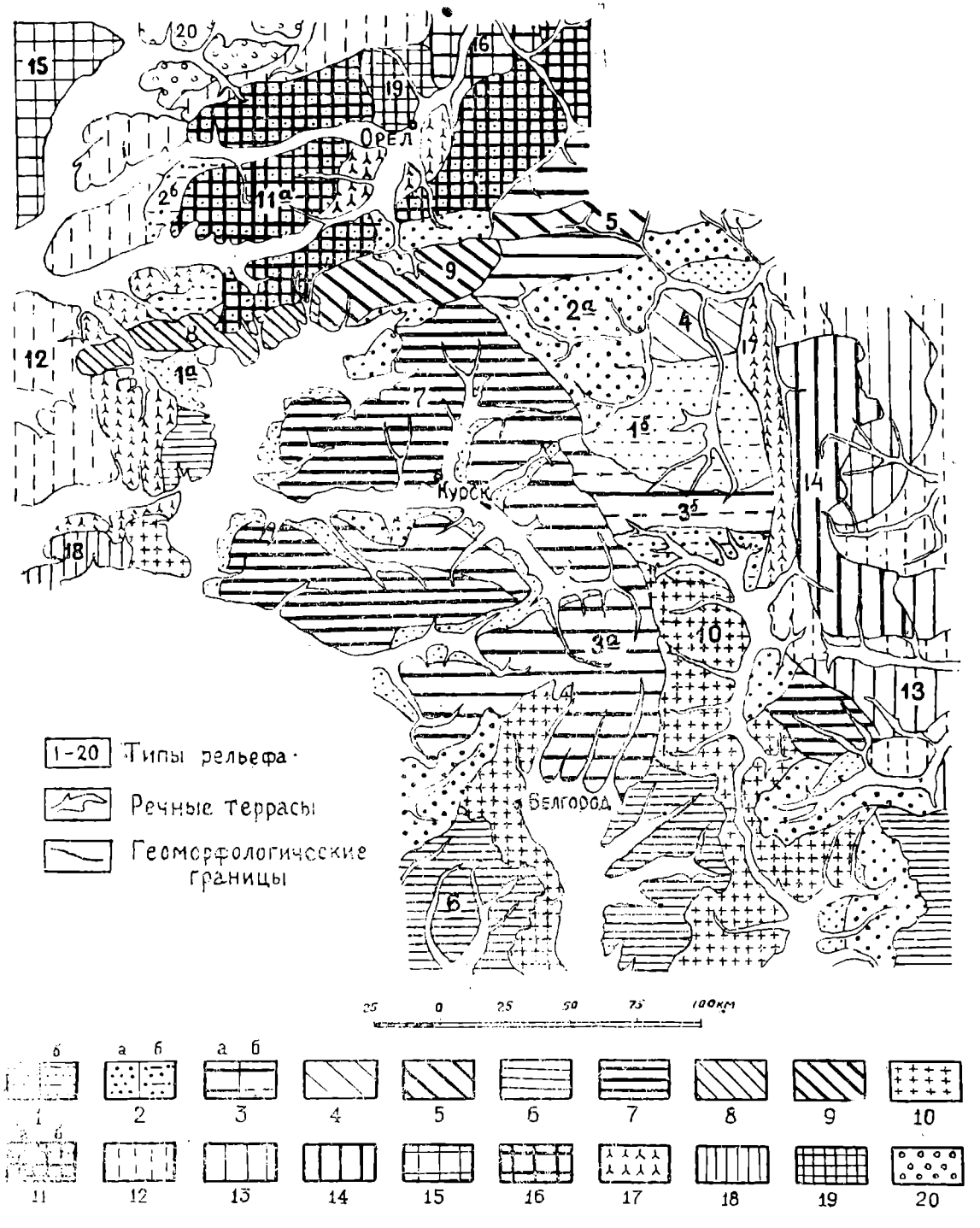


Рисунок. Карта морфогенетических типов рельефа территории КМА (составил Г. И. Раскатов, 1961 г.).

Типы и подтипы рельефа

I. Эрозионно-денудационные неогеново-четвертичные равнины

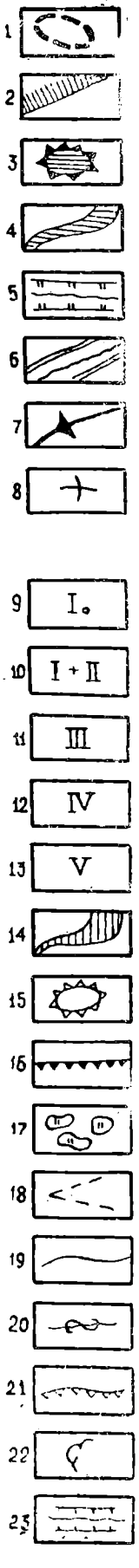
1. Слабо расчлененная относительно пониженная полого-волнистая равнина: а) на опоках и песчано-глинистых породах, б) на карбонатных породах; 2. Средне расчлененная относительно пониженная полого-волнистая равнина: а) на опоках и песчано-глинистых породах, б) на карбонатных породах; 3. Средне расчлененная возвышенная полого-волнистая равнина: а) на опоках и песчано-глинистых породах, б) на песчано-глинистых и карбонатных породах; 4. Средне расчлененная относительно пониженная полого-увалистая равнина на песчано-глинистых породах; 5. Средне расчлененная возвышенная полого-увалистая равнина на песчано-глинистых породах; 6. Сильно расчлененная относительно пониженная полого-волнистая равнина на опоках и песчано-глинистых породах; 7. Сильно расчлененная возвышенная полого-волнистая равнина на опоках и песчано-глинистых породах; 8. Сильно расчлененная относительно пониженная полого-увалистая равнина на опоках и песчано-глинистых породах; 9. Сильно расчлененная возвышенная полого-увалистая равнина на опоках и песчано-глинистых породах; 10. Сильно расчлененная относительно пониженная полого-холмистая равнина на песчано-глинистых породах и мергелях; 11. Сильно расчлененная возвышенная полого-холмистая равнина: а) на песчано-глинистых породах, б) на песчано-глинистых и карбонатных породах.

II. Доледниковые эрозионно-денудационные равнины в пределах оледенения и в приледниковой зоне

12. Слабо расчлененная относительно пониженная полого-волнистая равнина, перекрытая отложениями днепровского оледенения и перигляциальными образованиями и измененная последующими эрозионными процессами; 13. Средне расчлененная относительно пониженная полого-волнистая равнина, перекрытая отложениями днепровского оледенения и перигляциальными образованиями и измененная последующими эрозионными процессами; 14. Средне расчлененная возвышенная полого-волнистая равнина, перекрытая отложениями днепровского оледенения и перигляциальными образованиями и измененная последующими эрозионными процессами; 15. Средне расчлененная относительно пониженная полого-холмистая равнина, перекрытая отложениями днепровского оледенения и перигляциальными образованиями и измененная последующими эрозионными процессами; 16. Средне расчлененная возвышенная полого-холмистая равнина, перекрытая отложениями днепровского оледенения и перигляциальными образованиями и измененная последующими эрозионными процессами; 17. Средне расчлененная относительно пониженная полого-волнистая равнина, частично перекрытая отложениями днепровского оледенения и перигляциальными образованиями и измененная последующими эрозионными процессами; 18. Сильно расчлененная относительно пониженная полого-волнистая равнина, перекрытая отложениями днепровского оледенения и перигляциальными образованиями и измененная последующими эрозионными процессами; 19. Сильно расчлененная относительно пониженная полого-холмистая равнина, частично перекрытая отложениями днепровского оледенения и перигляциальными образованиями и измененная последующими эрозионными процессами.

III. Водноледниковые равнины

20. Слабо расчлененная полого-волнистая флювиогляциальная равнина днепровского оледенения.



Группы форм и формы рельеф

А. Тектонические и структурно-денудационные

1. Предположительные конт
неотектонических поднятий.

2. Склоны, заложившиеся в
тектонических нарушений в фу
менте и в осадочном чехле плат
мы.

3. Останцы структурно-денуд
онных поверхностей (на водора
лах).

4. Структурно-денудационная
раса.

5. Погребенная долина.

6. Долина, заложившаяся по д
ней (доолигеновой) впадине.

7. Участок аномального крутого
дения в продольном профиле доли

8. Речной перехват.

Б. Созданные реками и потока
Аккумулятивные
и цокольные террасы (9—1

9. Пойменная терраса.

10. Первая и вторая надпоймен
террасы.

11. Третья надпойменная терр

12. Четвертая надпойменная
раса.

13. Нерасчлененный комплекс п
ценовых террас.

14. Эрозионная терраса неуста
ленного возраста.

15. Эрозионный останец.

16. Эрозионный уступ.

17. Остатки стариц и озерных
дин на речных террасах.

18. Верховья балок и оврагов.

19. Растущий овраг и промоин

20. Донный врез в балках.

21. Свежий боковой подмыв.

22. Крупное циркообразное
ховье древней балки.

23. Сквозная долина.

В. Созданные гравитационными процессами

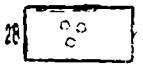
24. Крупный оползень и оползневой участок склона.

Г. Созданные карстовыми процессами и суффозией

25. Карстовая воронка и группа карстовых воронок.

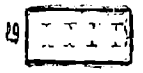
26. Карстовая воронка погребенная.

27. Крупная блюдцеобразная западина.



28. Площадь развития блюдцеобразных западин.

Д. Созданные водноледниковыми процессами



29. Ложбины стока ледниковых вод.

Е. Созданные эоловыми процессами

30. Дюна или группа дюн.

31. Бугристые эоловые пески.

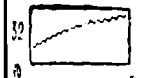
Возраст рельефа дается как в легенде, так и в объяснительном тексте. Может быть также предложен показ возраста рельефа цветной штриховкой (по фоновой закраске).

Группы форм и формы рельефа показываются немасштабными значками или цветными контурами. В сочетании с типами и подтипами рельефа они обеспечивают достаточную нагруженность карты.

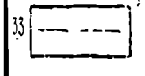
Геоморфологическая карта, составленная по данной легенде, может рассматриваться как основа для геоморфологического, инженерно-геологического и других видов природного районирования. В сочетании с геологическими и геофизическими материалами она может быть использована для построения неотектонических карт, которые, в свою очередь, все чаще применяются для выявления перспективных участков на поиски глубинных структур и связанных с ними полезных ископаемых.

Следует отметить, что соображения, изложенные в статье, отражают определенную стадию в познании геоморфологии края. Дальнейшее совершенствование методики геоморфологических исследований и углубленная разработка принципов геоморфологического картирования в условиях центра Русской платформы — неотложная задача геологов и геоморфологов.

Прочие обозначения



32. Предположительная граница днепровского оледенения.



33. Линия водораздела.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аристархова Л. Б. Геоморфологическая карта юго-востока Европейской части СССР. «Материалы II геоморфологич. совещ.», М., 1959.

2. Ежов И. Н. Геоморфологические районы центральных черноземных областей. «Тр. Воронежск. гос. ун-та», т. 37, Воронеж, 1957.

3. Мильков Ф. Н. Физико-географическое районирование центрально-черноземных областей. Воронеж, 1961.

4. Раскатов Г. И. Важнейшие черты неотектоники и геоморфологии территории КМА. «Геол. и полезн. ископ. центр.-черноземн. обл. Тр. межобл. геол. совещ.», Воронеж, 1964.

5. Спиридонов А. И. Основные черты рельефа Черноземного центра. «Вопросы географии», сб. 32, М., 1953.

6. Федорович Б. А. Геоморфологическая карта СССР. Геоморфологическая комиссия АН СССР. М., 1960.

7. Эпштейн С. В. Инструкция по организации и производству геоморфологической съемки в масштабах 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000, ВСЕГЕИ, 1957.

Р. В. КРАСНЕНКОВ

ГУЦР

О ВОЗРАСТЕ И ГЛУБИНЕ МЕЛОВОГО КАРСТА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ВОРОНЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ

В пределах Средне-Русской возвышенности меловой карст распространен достаточно широко. При проведении геологической съемки в бассейне рек Девицы, Ведуги, Убли и Олыма мы столкнулись с исключительно интенсивным развитием ископаемого карста в толще писчего мела туронского и коньякского ярусов. Однако наши наблюдения не новы. Меловой карст в этом районе отмечался еще в довоенные годы А. А. Дубянским [1]. Согласно А. А. Дубянскому, карстовые воронки образовывались в два этапа: до наступления палеогеновой трансгрессии и в послеполтавское время. Глубины их могут достигать 10—15 *м*. Эта точка зрения была затем повторена в VI томе «Геологии СССР» и с тех пор никем не оспаривалась.

Однако и А. А. Дубянский и другие исследователи не уделили достаточного внимания составу и условиям залегания пород, заполняющих воронки. Мы попытались восполнить этот пробел. При этом оказалось, что среди пород, залегающих в воронках, совершенно отчетливо различаются трепелы и мергели сантонского яруса и все те свиты палеогена (киевская, харьковская и полтавская), которые распространены в нашем районе на водоразделах, где они находятся в нормальном залегании. Породы, заполняющие воронки, часто бывают передроблены, наклонены под значительным углом, иногда поставлены на голову. Нередко по вертикальным поверхностям срыва соприкасаются разновозрастные свиты. Такое выполнение воронок, очевидно, могло возникнуть только в условиях покрытого карста, когда по мере растворения мела перекрывающие его породы проваливались в воронки.

Высказанное выше представление о механизме образования воронок позволяет сделать два важных вывода о глубине просадок и возрасте карста. Действительно, если в воронки проваливались те же свиты, которые в настоящее время сохранились на водоразделах, то глубиной просадки, очевидно, будет разность высот залегания какой-либо свиты в ненарушенном состоянии и в воронке. Если вблизи карстовой воронки палеогеновые отложения в настоящее время не сохранились, глубина просадки может быть установлена путем соответствующего пересчета. Полученные таким способом данные о глубине просадок по 132 воронкам, наблюдавшимся нами в обнажениях, приведены в таблице.

Таблица

Глубина просадок, м	Число воронок
Менее 25	19 (14%)
25—50	37 (28%)
50—75	66 (50%)
Более 75	10 (8%)

Из таблицы видно, что глубина мелового карста очень велика и в корне отличается от того, что до последнего времени считалось общепризнанным.

Что касается возраста воронок, то в данном случае карст никак не может быть древнее пород, провалившихся в воронки, и, поскольку почти во всех воронках отмечаются полтавские пески, не подлежит никакому сомнению, что все погребенные воронки имеют послеполтавский возраст. По этой же причине отпадает вопрос о карсте допалеогенового возраста. Верхний возрастной рубеж воронок, по-видимому, неодинаков для ледниковой и внеледниковой областей. В последней широко распространен современный карст, причем, как правило, покрытый. В ледниковой области после ухода льда, видимо, из-за образования плохо проницаемой покрышки карст почти полностью прекратил свое развитие. Возраст большинства воронок в ледниковой области, таким образом, укладывается в интервал: конец олигоцена (исчезновение полтавского бассейна) — начало среднего плейстоцена (днепровское оледенение). Во внеледниковой области интервал еще больше: конец олигоцена — ныне.

Однако есть данные, позволяющие думать, что возраст большинства воронок соответствует более узкому интервалу времени — они закончили свой рост в неогене. Действительно, в настоящее время полтавские пески сохранились только на небольших участках — на самых высоких отметках водоразделов. В погребенных же воронках, как уже говорилось выше, эти пески распространены повсеместно

ісюда следует, что большинство воронок развалось в то время, когда рельеф коренным разом отличался от современного. Поскольверхнеплиоценовые красно-бурые сыртовые глины в нашем районе, как правило, повторяют современный рельеф, рост большинства воронок должен был происходить не позднее второй половины плиоцена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дубянский А. А. Ископаемый карст среди верхмеловых отложений. «Бюлл. Московск. о-ва испыт. ироды, отд. геол.», т. XV (4), 1937.

2. «Геология СССР», т. VI. Воронежская и смежные области, ч. I, М., 1949.

Г. В. ЛАВРОВА

ГУЦР

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ, АЛЬБСКИЕ И АПТСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ КУРСКИХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Отложения меловой системы на территории КМА отличаются двумя особенностями: однообразием литологического состава и бедностью макропалеонтологическими остатками. За время с конца XVIII в. до 50-х годов XX столетия на основании редких палеонтологических находок А. Д. Архангельским, Б. М. Даньшиным, С. А. Добровым, А. П. Ивановым и другими исследователями на территории КМА были установлены почти все ярусы меловой системы, однако определить их мощность и картировать в отдельности было невозможно, так как очень часто смежные ярусы слагаются одинаковыми породами. Фактически до сих пор картировались литологически однородные комплексы, объединяющие по нескольку ярусов.

Комплексное изучение района КМА, начатое с 1957 г. Геологическим управлением центральных районов, позволило всесторонне исследовать и меловые отложения. Детальное послойное изучение керна 210 структурно-картировочных и разведочных скважин, сопоставление их с опорными естественными обнажениями и карьерами дало автору возможность выделить для территории КМА сеть эталонных разрезов и с их помощью заново однозначно интерпретировать материалы поисково-разведочных работ и геологических съемок. Большую помощь в этом оказало изучение фораминифер, выполненное Р. Ф. Смирновой и Н. А. Чернышевой, и широкое использование массовых минералогических, петрографических и химических анализов пород (данные минералогических анализов обработаны Л. С. Вольтсовой).

В результате на большой площади были установлены границы и мощности ярусов, их литологическая характеристика и фациальные изменения, что позволило автору впервые составить для территории КМА геологическую карту меловых отложений с расчленением до яруса и поярусные литолого-фациальные карты. Из толщи серых мергелей, принимавшейся большинством исследователей за сантон, выделены на юге — сантонский, в центральной части — сантонский и кампанский, а на севере — сантонский и коньякский ярусы. Расчленена также толща мелоподобных мергелей и мела, которая в различных частях площади слагается разными ярусами. Вопреки господствовавшим до сих пор представлениям, доказано стратиграфическое несогласие между коньякским и туронским ярусами в северо-западной и северной части территории и замещение писчего туронского мела кремнеземистыми мергелями. Установлено залегание кампанских отложений на нижнем сантоне в районе Пены — Обоянь, доказана принадлежность песчанистого мела к турону, а не к сеноману, как считали до сих пор отдельные исследователи (Б. М. Даньшин, В. П. Семенов и др.), и отмечено залегание турона на нижней зоне сеномана. Намечена возможность отличия альба от сеномана по количественной разнице в содержании ряда минералов.

Меловые отложения территории КМА участвуют в строении моноклинали северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины. Они наклонены на юго-запад, к оси впадины, и в этом же направлении нарастают их мощности. Комплекс меловых образований, залегающих на неокоме[1], представлен двумя толщами:

[1] Отложения неокома изучались В. Н. Преображенской и в настоящей статье не рассматриваются.

нижней — песчаной и верхней — карбонатной, которая в северо-восточном направлении постепенно замещается кремнисто-карбонатной. Песчаную толщу слагают аптский, альбский и сеноманский ярусы, верхнюю — все ярусы верхнего отдела от туронского до маастрихтского включительно.

В основании песчаной толщи на глинах и алевритах неокома залегает пачка светлых (белых, розоватых, сиреневых, светло-серых) кварцевых песков аптского яруса. Они известны на всей территории за исключением юго-восточной ее четверти. Мощность их 2—30 *м*. Это континентальные и прибрежные осадки, чрезвычайно бедные фауной. Пески кварцевые (до 99%), тонко- и мелкозернистые, иногда косослоистые, ожелезненные, разнозернистые с высоким (до 39%) содержанием циркона и низким содержанием (не более 2%) полевых шпатов. От неокомских и альбских они отличаются отсутствием глауконита (что было отмечено еще В. Н. Преображенской и Н. П. Хожаиновым) и почти полным отсутствием граната. В песках встречаются линзы светло-серых каолинитовых глин мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Наиболее мощные линзы известны в бассейне рек Ведуги и Девицы, где они разрабатываются. Глины часто обогащены обуглившимися растительными остатками, среди которых определены папоротники Gleichenia laeta Bolch., G. angulata Naum. и др. В северо-восточной части территории, к югу от Мценска, Д. Н. Утехиным и Б. А. Яковлевым в аптских песчаниках помимо остатков папоротников были обнаружены раковины морских моллюсков Thetironia laevigata (d'Orb.), Parallelodon cf. securis (Leym) Orb., Trigonia vectinata Licett и др. Вблизи Рыльска и Крупца в аптских песках нами встречены прослои пестроцветных глин и серых алевритов, по-видимому, озерного происхождения.

В 1964 г. В. Н. Ефимова сообщила, что в районе Брянска (в Фокинском карьере и в одной из скважин) в темных слюдистых глинах и алевритах, которые до настоящего времени всеми исследователями относятся к неокому, она обнаружила аптские фораминиферы. На этом основании В. Н. Ефимова считает указанные отложения морскими аптскими образованиями. Однако В. Н. Преображенская, отобравшая из этих же отложений контрольные образцы, обнаружила в них характерные неокомские формы.

Прибрежно-морские и континентальные образования апта сменяются кверху морскими мелководными кварцево-глауконитовыми песками альбского яруса. В юго-восточно сти площади последние залегают непоср венно на неокоме. В основании альба част блюдается базальный фосфоритовый пр или разнозернистые, иногда гравелистые слоистые ожелезненные пески. В северных онах пески альба окрашены в светлые зе вато-серые и зеленовато-желтые тона, на а также в районе Нового Оскола, Репьев Шаталовки они обогащены рассеянным у стым веществом и часто имеют окраску те серую до черной. Органические остат них очень редки. Известны единичные на ки аммонитов Desmoceras mayorianum Mortoniceras (Schloenbachia) cf. infla (Sow.) и Hoplites ex gr. interruptus B H. dentatus (Sow.).

П. Н. Яковлевым в Ендовищах близ В нежа в глинах верхней части альба б встречены пелециподы Pholadomya fab Pteria pectinata. В 1964 г. ядро Pholado было найдено в Ендовищах В. Н. Прео женской. Споры папоротников и пыльца х ных определены из прослоев темно-серых а ритистых слюдистых глин, образующих слои в разрезе альба в районе Полп (Г. С. Колбик, 1962).

Альбские пески преимущественно квар вые, с примесью глауконита (до 4%) и п вых шпатов (до 4%). Тяжелая фракция держит (в %): циркона 30, дистена 14, с ролита 9, граната 13 и эпидота 6. Мощно яруса 4—17 *м*.

Вверх по разрезу альбские пески перехо в толщу кварцево-глауконитовых песков номана, внешне почти не отличимых от и сходных с ними по минералогическому ставу. Граница между этими ярусами про дится условно по фосфоритовому или грав но-галечному прослою. Однако в большинс случаев (главным образом, в разрезах ск жин) этот прослой обнаружить не удается создается впечатление о непрерывном пе ходе от альба к сеноману. Мощность сено на 6—20 *м*. В нем выделяются две толщ нижняя — бескарбонатная, палеонтологичес немая и верхняя — известковистая, содерж щая органические остатки.

Зеленовато-серые и зеленовато-желтые ски нижней части яруса содержат до 1 (в среднем 9—12%) глауконита, содержан полевых шпатов по сравнению с альбом ув личивается до 8%. Среди минералов тяжел фракции наблюдаются циркон (27%), грана (15—20%), дистен (20%), ставролит (7% Примесь карбонатного материала в верхн толще сеномана увеличивается снизу ввер Порода, представляющая вначале слабо

стковистый песок, у кровли яруса содержит ке до 45—55% неравномерно распределенного пелитоморфного кальцита и превращается в нечто среднее между песчанистым мелом слабо сцементированным известковистым есчаником. В ней присутствуют также зерна лауконита, полевых шпатов, турмалина, осфорита. Эта порода носит местное название «сурка». В «сурке» много (иногда до)%) органических остатков моллюсков Exogyra conica Sow., Actinocamax primus rkh., Chlamys asper Lam., Entolium orbicuris Sow.) и главным образом фораминифер Anomalina baltica Brotz., A. cenomanica rotz., Cibicides jarzevae (Vass.). Р. Ф. Смирнова и Н. А. Чернышева (1961) отмечают, что реди фораминифер обнаружены лишь формы, войственные нижней зоне сеномана, верхнееноманские виды нигде на территории КМА е встречены.

Для сеномана весьма характерны прослои осфоритовых желваков, среди которых часто стречаются фосфатизированные органические остатки. Верхний фосфоритовый прослой а большей части территории сцементирован известен под названием фосфоритовой плиты.

Сеноманское море, судя по характеру пеков, наличию фосфоритов и толстостенных аковин моллюсков, было неглубоким и имело нормальную соленость.

Туронский век характеризуется расширением трансгрессии и углублением моря. В основании турона залегает трансгрессивная серия, представленная белым писчим сильно опесчаненным мелом с галькой фосфоритов. В этой части разреза наряду с видами, появляющимися только с турона (Anomalina ammonoides Reuss., Stensiöina praeexculpta (Kell.), An. kelleri Mjatl., Globorotalites hangensis Sow.), по наблюдениям Р. Ф. Смирновой и Н. А. Чернышевой, встречаются формы, не поднимающиеся выше сеномана, а в одном из обнажений в песчаном мелу была обнаружена окатанная раковина Exogyra conica Sow. Находки руководящей туронской фауны наряду с сеноманскими видами и залегание турона на нижнесеноманских отложениях указывают на наличие между ними размыва. Мощность этой части турона обычно не превышает 2—3 *м*. Остальная (основная) часть яруса представлена белым писчим мелом, очень грубым на ощупь, содержащим в большом количестве обломки толстостенных раковин иноцерамов и других пелеципод и остатки фораминифер. Общая мощность турона изменяется от 0,5 *м* (на севере) до 60 *м* на юге.

В коньякский век в юго-восточной части площади продолжал накапливаться известковый ил того же состава, что и туронский. К западо-северо-западу от линии Белгород — Щигры в писчем мелу появляются прослои мелоподобных мергелей, количество которых постепенно увеличивается, и в районе Пены — Медвенка — Щигры — Солнцево — Гостищево верхняя часть разреза полностью слагается мелоподобными мергелями. Мергели содержат до 15% глинистого вещества, зерна глауконита, пирит и немногочисленные листочки слюды. К северу от линии Щигры — Красная Яруга в них обнаруживается примесь алевритового и кремнеземистого материала и очень быстро мелоподобные мергели полностью замещаются серыми и темно-серыми кремнеземистыми крепкими мергелями. Последние, как указывал еще Г. И. Бушинский [1], состоят из пелитоморфного кальцита и опала и имеют своеобразную текстуру, обусловленную деятельностью роющих животных. Призмы раковин иноцерамов встречаются здесь изредка, так же как и ростры белемнитов.

Из других органических остатков наблюдаются раковины фораминифер (среди них руководящая форма Stensiöina emscherica Bar.), есть поры от растворившихся раковин радиолярий, заполненные пелитоморфным кальцитом. В северной части Курской, а также в Брянской и Орловской областях, где кремнеземистые коньякские мергели залегают на туроне, в основании их можно наблюдать гальку писчего мела, а сама поверхность туронского мела ожелезнена и имеет карманообразные углубления. Во многих случаях на границе мергелей и мела заметны причудливых форм (в виде завихрений и затеков) неправильно распределенные внедрения в серые мергели белой меловой массы и затеки серого вещества мергелей в подстилающий мел. Указанные явления говорят о том, что в северных районах КМА коньяк залегает на туроне с несогласием.

К северо-востоку от линии Фатеж — Верхний Любаж — Дмитровск Орловский — Сосково и по правобережью р. Навли среди мергелей появляются прослои известковистых кремнистых глин, алевритов и трепелов. Северо-восточнее линии Кромы — Касторное коньяк отсутствует и сантон залегает на сеномане.

Мощность коньякских отложений изменяется от 2,5 до 60—70 *м*, возрастая в южном направлении.

Сантонские отложения отличаются большой фациальной изменчивостью и представлены комплексом пород от мела и мело-

подобных мергелей до опок и песков. В юго-восточной части площади, к югу от линии Старый Салтов — Волчанск — Большетроицкое — Мальцевка — Алексеевка развиты мел и мелоподобные мергели. Далее смена осадков идет по тому же плану, что и в коньякское время: мелоподобные мергели постепенно замещаются кремнеземистыми и к северу от линии Черкасское — Яковлево — Александровский — Губкин — Истобное сантон слагается исключительно кремнеземистыми алевритистыми мергелями. Примесь кремнезема увеличивается в северо-восточном направлении. Наряду с кремнеземистыми мергелями к северу от Льгова, Курска и Щигров появляются прослои алевритистых трепелов и опок, алевритов, кремнистых опоковидных глин.

Залегают сантонские отложения трансгрессивно, переходя с юга на север на все более древние породы. Так, в Белгородской, в большей части Курской и Воронежской областей сантонские отложения подстилаются породами коньякского яруса и никакого перерыва между ними не улавливается, в районе Михайловского железорудного месторождения и в прилегающих районах Курской и Орловской областей сантон часто залегает на туроне, а в районе Малоархангельск — Касторное — на сеномане. Мощность яруса изменяется от 2 *м* на севере до 180 *м* на юге.

В кампанский век доступ кремнеземистого и алевритового материала в море, покрывавшее территорию КМА, сильно сократился. В составе кампанского яруса трепелы и опоки отсутствуют, кремнеземистые мергели небольшой мощности известны лишь в районе Старого Оскола и Обояни. Преобладают мел и мелоподобные мергели, слагающие разрез на большей части площади. К юго-западу от линии Севск — Рыльск — Суджа — Гостищево — Короча — Волоконовка — Валуйки кампан полностью слагается писчим мелом. Кампанский мел тоньше, мягче на ощупь, чем туронский, содержит фауну белемнитов (Belemnitella mucronata Stoll., B. langei Schatsk.) и фораминифер, среди которых встречены глоботрунканиды — глубоководные формы. К северо-востоку и востоку, в районе Ивня — Скородное — Красное — Россошь в строении кампанских отложений наряду с мелом участвуют мелоподобные мергели. К северу от Суджи и Ивни развиты алевриты и алевролиты кварцево-глауконитовые, слюдистые, в нижней части известковистые. Они содержат нижнекампанскую фауну и залегают на нижнем сантоне. Чередование писчего мела и алевритов отмечается в районе Суджи и Красной Яруги. Мощность кампанских отложе колеблется от 2 до 140 *м*.

Отложения маастрихтского яруса хранились лишь в южной части террито Они представлены мелом и мелоподобн мергелями, залегающими на идентичных родах кампанского яруса без видимого п рыва и заключают фауну маастрихтских раминифер и Belemnitella lanceolata Schl Мощность их в районе Белгорода состав 3—10 *м*, увеличиваясь к Харькову до 112 *м*.

Отложения датского века на террито КМА отсутствуют.

В направлении с юга и юго-запада на се и северо-восток наблюдается изменение в р резе меловых отложений:

1. Сокращается мощность всех ярусов.

2. Исчезают более молодые отложения сначала маастрихт, затем кампан и т. д.

3. Уменьшается карбонатность и увели вается примесь кремнезема, в результате го мел и мелоподобные мергели сменяю кремнеземистыми мергелями, карбонатны трепелами и, наконец, алевритистыми бескарбонатными трепелами и опоками.

4. Обогащение кремнеземистым матер лом в разрезе наблюдается также и в вер кальном направлении, от туронского яруса более молодым. Менее интенсивно оно п исходит на юге, в относительно более пог женной части северного борта Днепровс Донецкой впадины, и более резко это замет на севере исследованного района, по м приближения к береговой линии меловых р рей.

5. Для песчаных толщ апта, альба и се мана характерна общая тенденция изменен минералогического состава тяжелой фракц с запада на восток — снижение содержан циркона и увеличение количества дистена ставролита восточнее линии Фатеж — Курск Новый Оскол.

Характер залегания меловых отложений х рошо отражают изогипсы поверхности сен мана (рис. 1). Они очерчивают наклонени к юго-западу моноклиналь, являющуюся ч стью моноклинали северо-восточного бор Днепровско-Донецкой впадины[1]. Общее сев ро-западное направление изогипс кровли с номана меняется в районе Фатеевки и Севс на северное, а в районе Горшечное — Касто

[1] Наиболее высокие отметки кровли сеномана набл даются в районе Малоархангельска (у ст. Поны 225,0), к юго-юго-западу от Нарышкина (225), в райо Знаменского (221) и у Волова (около 200). Минимал ные высоты установлены к югу от Рыльска (—50), в районе Борисовки (—247), у Ст. Салтова (—290) и Харькова (—497).

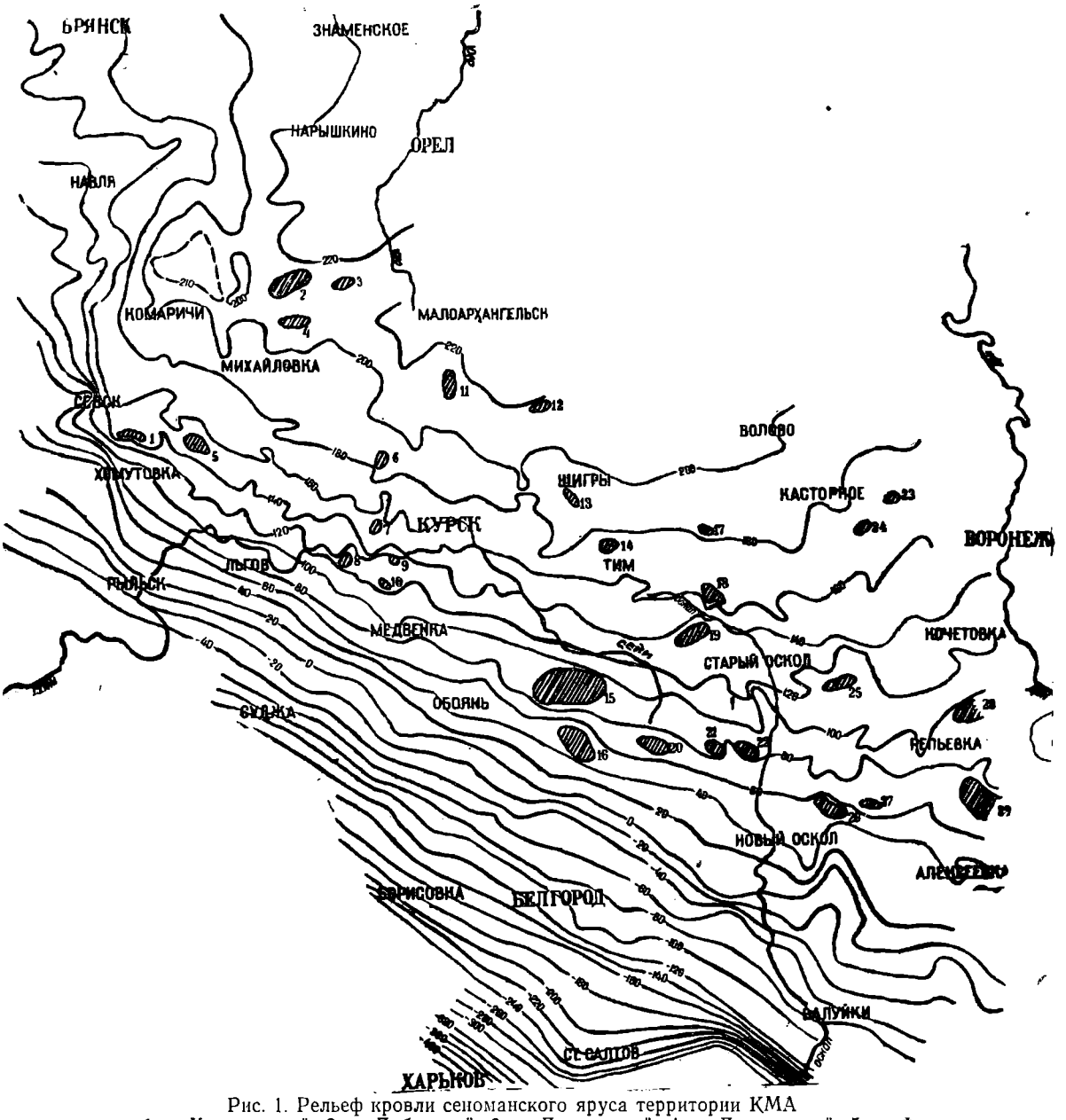


Рис. 1. Рельеф кровли сеноманского яруса территории КМА

1 — Хомутовский; 2 — Лубянский; 3 — Ломовецкий; 4 — Лужковский; 5 — Фатеевский; 6 — Больше-Жировский; 7 — Рогознинский; 8 — Лукашевский; 9 — Дьяконовский; 10 — Журавлинский; 11 — Верхне-Смородиновский; 12 — Косоржинский; 13 — Щигровский; 14 — Тимский; 15 — Марьинский; 16 — Александровский; 17 — Верхне-Грайворонский; 18 — Нижне-Крестищенский; 19 — Ястребовский; 20 — Скороднянский; 21 — Огибнянский; 22 — Орликский; 23 — Горяиновский; 24 — Ореховский; 25 — Шаталовский; 26 — Никольский; 27 — Боровой; 28 — Репьевский; 29 — Красный.

120 — изогипсы кровли сеноманского яруса.

9 — локальный приподнятый участок и его номер.

юе — переходит в северо-восточное. Погружение меловых пород происходит неравномерно. Так, на участке Медвенка — Курск оно составляет 0,9—1 *м* на 1 *км*, на участке Касторное — Кочетовка 0,7—0,9 *м* на 1 *км*. К юго-западу от линии Льгов — Обоянь — Новый Оскол падение сеноманских отложений увеличивается до 4 *м* на 1 *км*, а в районе Харькова и Ольховатки возрастает соответственно до 10 и 18 *м* на 1 *км*.

На фоне общего моноклинального залегания сеномана наблюдаются отдельные отклонения. Прежде всего обращает на себя внимание ряд локальных поднятий, располагающихся примерно на одной линии: к северу от Хомутовки, в районе Марьина, Скородного, Чернянки и Красного. Эта группа поднятий образует как бы одну зону. Кроме того, зафиксированы приподнятые участки к юго-западу от Дмитриева-Льговского, в районе Тима, Щигров, Репьевки и к северу от Шаталовки. Наиболее крупные поднятия находятся в районе Марьина и Красногвардейского. Размеры их по длинной оси 25 *км*, по короткой — 7,5 и 10 *км*, амплитуда по кровле сеномана 30—40 *м*. Остальные поднятия, как правило, имеют размеры 10×5 *км* и амплитуду около 30 *км* (в районе Чернянки до 60 *км*).

Сравнение гипсометрических карт поверхности сеномана и поверхности домезозойских отложений (Д. Н. Утехин, 1963) обнаруживает совпадение их общего регионального плана и отдельных деталей. Так, общим для этих поверхностей является региональный уклон на юго-запад, вызванный погружением юго-западного склона и присводовой части Воронежской антеклизы в процессе формирования Днепровско-Донецкой впадины. Зонам с увеличенными углами падения сеномана соответствуют и зоны более крутого погружения поверхности палеозоя.

Упомянутая выше полоса поднятий, зафиксированная в породах сеномана, по линии Хомутовка — Красное, также, по-видимому, имеет тектоническое происхождение. Она приурочена к полосе докембрийских образований, разделяющих поле девона северного склона Воронежской антеклизы и поле каменноугольных отложений ее южного склона и, возможно, отражает нарушения в докембрийских породах, связанные с движениями при перемещении сводовой части антеклизы. Локальные поднятия в районе Репьевки, Ястребовки и другие соответствуют относительно приподнятым участкам, заметным на карте поверхности палеозоя. Природа их также скорее всего тектоническая, возможно, они являются брахискладками. Однако здесь следует также учитывать и фактор денудации — возможное присутствие останцов размыва в рельефе кристаллического фундамента и возникновение структур облекания в осадочном покрове. Достаточно четко в рельефе поверхности сеноманского яруса в виде приподнятых участков отражаются выступы докембрия в районе Хомутовки и Михайловская гряда кварцитов.

Древние эрозионные ложбины, осложняющие поверхность палеозоя, отражаются в соответственно расположенных депрессиях поверхности сеномана. Однако генезис их из кровли сеномана не вычитывается и может быть установлен лишь при анализе более древних поверхностей. К наиболее крупным этих ложбин тяготеют современные доли Дона, Оскола, Оки и др. Представляется вероятным, что они были заложены в ложбинах приуроченных к тектоническим депрессиям кристаллическом фундаменте.

Общее направление изогипс кровли сеномана совпадает также с общим направлением изогипс подошвы каменноугольных (С. Вишняков, Н. П. Хожаинов, 1961) и палеогеновых (В. П. Семенов, 1961) отложений, а локальные поднятия, отмеченные в кровле сеномана, повторяются и в упомянутых поверхностях.

По типу литолого-стратиграфического разреза территория КМА и сопредельных площадей может быть подразделена на четыре района (рис. 2).

I. Южный район — территория, прилегающая к Белгороду, Новому Осколу и Валуйкам;

II. Центральный район — площадь, тяготеющая к Тиму, Старому Осколу, Касторному и Обояни;

III. Северо-западный район — район Рыльска, Льгова и Суджи;

IV. Северный район — территория, тяготеющая к Курску, Севску, Михайловке, Мамархангельску и Нарышкину.

Южный район характеризуется отсутствием аптского яруса и налеганием альба непосредственно на неоком. Альб и сеноман выражены здесь обычной фацией кварцево-глауконитовых песков. Верхнемеловые отложения, за исключением сеноманских, слагаются карбонатными породами и включают все ярусы вплоть до маастрихтского. Турон, как и повсюду, представлен писчим мелом. В коньякском ярусе преобладает мел, частично он сложен мелоподобными мергелями. Преимущественно мелоподобными мергелями и мелом представлен сантонский ярус, особенно его нижняя часть, и лишь ближе к Новому Осколу и Скородному вверху сантона появляются серые кремнеземистые мергели. Мелоподобные мергели и мел слагают также кампанский и маастрихтский ярусы.

Однородность осадков, покрывающих территорию южного района, свидетельствует об устойчивом режиме бассейна, в котором они отлагались. Лишь в северную его часть в сантонском веке поступает кремнеземистый и алевритовый материал, принесенный, по мне

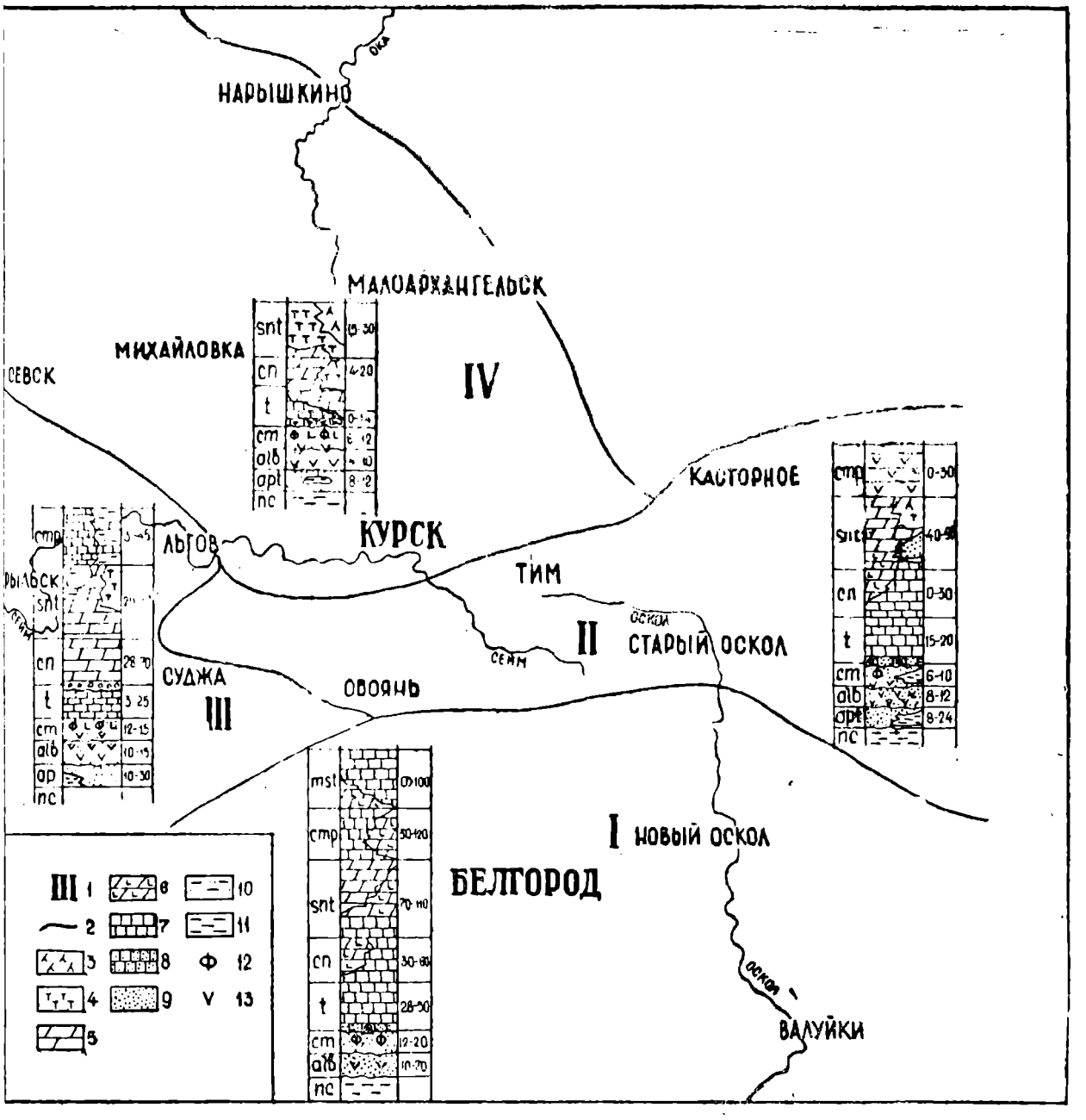


Рис. 2. Схема районирования территории КМА по характеру разреза меловых отложений
1 — номер района; 2 — границы районов; 3 — опоки; 4 — трепелы; 5 — мергели кремнеземистые; 6 — мергели мелоподобные; 7 — мел писчий; 8 — мел песчанистый; 9 — песок; 10 — алеврит; 11 — глина; 12 — фосфориты; 13 — глауконит.

нию Г. И. Бушинского [1], холодным подводным течением. В основном же в этой части территории КМА на протяжении длительного времени (вероятно, с конца сеномана до маастрихта включительно) существовало теплое открытое море глубиной до 400 *м*. Неоднократная смена чистых карбонатных илов карбонатно-глинистыми, сопровождающаяся постепенными переходами одних в другие, свидетельствует о небольших колебательных движениях, которые испытывала в верхнемеловую эпоху территория района.

Центральный район имеет близкую характеристику. Однако здесь присутствуют аптские

осадки континентального происхождения, совершенно отсутствует маастрихт, кампанские отложения на большей части площади также смыты. Апт представлен песками, а в бассейне Ведуги и Девицы в нем широко развиты мощные линзы огнеупорных глин. Альб и сеноман, как и повсюду, сложены кварцево-глауконитовыми песками, в бассейне Девицы в сеномане встречаются алевритистые глауконитовые глины. Туронский и коньякский ярусы выражены писчим мелом, в коньякский век лишь в районе Обояни появляются мелоподобные мергели. В северо-восточной части района, в бассейне рек Кшени, Олыма и в верховьях Ведуги коньякские отложения отсутствуют. В сантонском ярусе широко развиты серые алевритистые кремнеземистые мергели, в северо-восточной части, на междуречье Ведуги и Олыма, сантон слагается трепелами и опоками и отчасти песками. Кампанские отложения присутствуют в терригенной фации, они обнаружены лишь в районе Обояни. На остальной части района они, вероятно, частично смыты, а на севере, вероятнее всего, вообще не отлагались.

Если начало верхнемеловой эпохи (сеноман, турон, коньяк) в Центральном районе характеризуется теми же условиями, что и в южном, то в сантонский век обстановка меняется. Холодное подводное течение, приносившее кремнеземистый и терригенный материал, изменило режим этой части бассейна, стали накапливаться илы, преобразовавшиеся впоследствии в кремнеземистые мергели. В северо-восточной части района с коньякского, а возможно, и с конца туронского века преобладали восходящие движения, которые способствовали уничтожению коньякских осадков. Кампанские отложения там, где они сохранились, представлены прибрежной фацией и залегают на породах нижнего сантона.

Северо-западный район характеризуется наличием всех ярусов — от аптского до кампанского включительно. В этой части территории КМА кремнеземистые осадки получают еще большее развитие. Преимущественно кремнеземистыми алевритистыми мергелями слагаются коньякский и сантонский ярусы. Лишь отчасти в районе Суджи и к югу от Рыльска в коньякском ярусе присутствуют мелоподобн мергели. В разрезе сантона мелоподобн мергели известны только в районе Крупц Кампанский ярус близ Льгова, Лукашовки Бол. Солдатского слагается алевритами, на участке Суджа — Пены мелом с просло ми алевритов. В западной части площади и югу от Крупца кампанский ярус представл белым писчим мелом. Вероятнее всего, что маастрихтское время здесь существовал р жим, близкий к кампанскому, но осадки ма стрихтского времени сохранились только к ю от Суджи; на остальной территории райо они были размыты в датский век и отчасти палеогене.

Северный район характеризуется полны отсутствием кампанских и маастрихтских о ложений и сокращением мощности всех яр сов. Турон на значительной площади разм и в разрезе его сохранилась лишь нижн часть — песчанистый мел, местами же тур смыт нацело. Коньякский ярус также сохр нился не везде; в основании его можно набл дать гальку туронского мела. Представл здесь коньяк двумя типами осадков — кре неземистыми алевритистыми мергелями алевритистыми карбонатными трепелам В сантонском ярусе развиты преимуществен трепелы, опоки и опоковидные глины; все о не карбонатны. В южной части района распр странены кремнеземистые мергели.

Сокращение мощности всех ярусов, явн следы размыва между туронским и конья ским, а отчасти коньякским и сантонским яр сами, охарактеризованное выше изменение с става осадков указывают на близость берег вой линии, а также на бо́льшую интенсивнос колебательных движений и на относительн преобладание восходящих движений в эт части территории КМА по сравнению с ю ными районами. Переход от мела к кре неземистым мергелям и бескарбонатным тр пелам и опокам свидетельствует не только перемене гидродинамического режима, но об изменении температурного режима водо ма. Теплое туронское море сменилось относ тельно менее теплым коньякским и, наконе холодным сантонским. С конца сантона севе ный район был выведен из-под уровня мор

ЛИТЕРАТУРА

1. Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 156, М., 1954.

2. Хожаинов Н. П. К литологии аптских и аль ских песков района Латненского месторождения ог упорных глин. «Тр. геол. ф-та Воронежск. гос. ун-та т. XXXIX, Воронеж, 1955.

В. Н. ПРЕОБРАЖЕНСКАЯ

ВГУ

УСЛОВИЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ И ЗАХОРОНЕНИЯ ФОРАМИНИФЕР И ОСТРАКОД В ЮРСКОЕ И НИЖНЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЧО

Фораминиферы и остракоды — наиболее распространенные группы микроорганизмов в юрских отложениях. В их распределении ярко отражается зависимость от среды обитания. Встречаемые сообщества являются обычно биоценозами. Биоценозы характеризуются смешанным составом при значительном преобладании одной или двух форм. Скелеты фораминифер и остракод в биоценозах отличаются хорошей сохранностью и наличием даже очень тонких и нежных деталей скульптуры (шипиков, волосков, ребрышек и т. д.). Следует отметить наличие незначительной сортировки некоторых групп фораминифер в условиях, близких к прижизненным. Эта сортировка происходит под влиянием местного придонного слабого турбулентного движения вод, возникающего от различных причин, в том числе от движения более крупных придонных животных: рыб, головоногих моллюсков, ракообразных. Наличием таких движений определяются мелкие кучковидные скопления совершенно целых и одинаковых по размеру раковинок Epistomina mosquensis Uhlig, наблюдаемые на плоскостях напластования келловейских глин. Танатоценозы встречаются редко и выделяются по признакам сохранности раковин. Они обычно связаны с более грубо песчаными породами и характеризуются наличием немногих видов, раковины которых более или менее сглажены и поломаны.

Распространение фораминифер и остракод по слоям и горизонтам в пределах различных ярусов юры не всегда совпадает, что зависит от специфики условий обитания этих различных групп. В цѣлом наибольшим распространением и обилием отличаются фораминиферы. Остракоды в значительных количествах присутствуют в породах, часто совершенно лишенных остатков фораминифер, но содержащих обедненный видами комплекс пелеципод (байос-бат).

При восстановлении условий жизни фораминифер и остракод был использован ряд минералогических компонентов, среди которых подчеркивается особая роль пирита и глауконита, как факторов, отражающих характер газового режима в момент осадконакопления. Пирит во всех случаях его обнаружения в юрских и неокомских отложениях, являясь минералом эпигенетическим, связан в своем происхождении с наличием органических остатков. Очень часто он заполняет внутренние полости раковин фораминифер и остракод, и его наличие в этом случае не характеризует условий жизни организмов, так как он выделился позже. В большом количестве также в стадию диагенеза он развивается по растительным остаткам, причем сопровождается иногда массовым присутствием углифицированного растительного детрита. В таких участках морского дна, где скапливаются массы измельченных листьев и стеблей растений, обычно не встречается фораминифер с известковистой раковиной и остракод, а только изредка попадаются фораминиферы с агглютинированной раковиной. Наличие эпигенетического пирита в этом случае косвенно указывает на неблагоприятный газовый режим на дне водоема в связи с развитием сероводородного брожения от гниющих растений, который до некоторого предела выдерживают фораминиферы с песчаной раковиной и не переносят организмы с известковистым скелетом.

Роль глауконита освещается ниже, в процессе изложения фактического материала.

ЮРСКИЙ ПЕРИОД

В отложениях байос-батского моря фораминиферы встречаются редко. Они представлены в основном семейством Lagenidae с очень малым количеством родов и видов. Преобладает здесь Lenticulina volganica Dain, L. mironovi Dain и L. obesa Kapt. встречаются значительно реже в виде единичных экземпляров. Редки также представители рода Darbyella. Последний отличается значительной изменчивостью своего строения и приближается по характеру камер то к Lenticulina volganica Dain, то к L. mironovi Dain. По-видимому, род Darbyella не является самостоятельным, а представляет собой асимметричные разности вышеуказанных двух видов рода Lenticulina. Все рассмотренные виды фораминифер отличаются редкой

встречаемостью, что, по-видимому, определяется неблагоприятными условиями жизни. Встречаются они в серых неяснослоистых, слабоизвестковистых, более или менее песчанистых глинах, которые на воздухе быстро приобретают бурый цвет. Их слабая известковистость и закисный состав указывают на не совсем нормальный газовый режим водоема, на преобладание восстановительных условий в нем.

Р. Ф. Геккер [2], изучая закономерности в распространении комплексов макро- и микрофауны в Ферганском заливе палеогенового моря, приходит к выводу, что повышенное содержание углекислоты, зависящее от слабой вертикальной циркуляции вод, определяет их недонасыщенность карбонатом кальция даже в условиях теплого климата. Это явление в значительной степени было выражено, по-видимому, в пределах байос-батского моря территории КМА. Находясь недалеко от береговой зоны, данный участок моря содержал, вероятно, опресненный поверхностный слой воды, затрудняющий вертикальную циркуляцию.

Большая часть байос-батских глин лишена всяких органических остатков. Раковины Pseudomonotis doneziana Boriss., фораминифер и остракод сосредоточены в довольно редких и незначительных по мощности прослойках. Наличие этих прослоек указывает на изменения газового режима в связи с колебаниями в характере течений и степени солености. Во всей толще немых серых глин содержится огромное количество крупных ходов илоедов, заполненных мелкозернистым песком и алевритом. Никаких скелетных остатков от илоедов не найдено, в связи с чем можно предполагать, что это были черви.

Из фораминифер с песчанистой раковиной встречены только Ammodiscus baticus Dain. Они содержатся в глинистых неизвестковистых песках и песчаных глинах, переполненных обуглившимся растительным детритом в таком количестве, что порода стала коричневато-черной. Распространение фораминифер с песчанистой раковиной палеонтологи ставят обычно в связь с более холодным режимом водоема, зависящим либо от общего похолодания климата, либо от наличия холодных течений. Р. Ф. Геккер [2] приходит к выводу, что независимо от температуры воды фораминиферы с песчанистой раковиной могут существовать при неблагоприятном газовом режиме (при недостатке кислорода).

Наши наблюдения над условиями жизни и захоронения Ammodiscus baticus Dain подтверждают выводы Р. Ф. Геккера. Данная форма в условиях байос-батского моря встречается в слоях, лишенных всяких других животных остатков, но переполненных растительным детритом. Спорово-пыльцевые комплексы указывают на теплый и влажный климат того времени (преобладают влаголюбивые папоротники тропического облика). Обилие гниющего растительного детрита вызывало обеднение кислородом донного участка моря и преобладание восстановительных условий. На это же указывает и наличие в слоях значительного количества пирита, развивающегося по растительным остаткам.

Остракоды в байос-батских глинах представлены формами Progonocythere prochorovkaensis Preobr. и P. aspera Chabarova. В своем распространении остракоды обнаруживают яркую зависимость от условий обитания. Progonocythere aspera Chabarova встречается обычно в малом количестве совместно с форами миниферами в глинистых осадках открытого моря. Удлиненная раковина данной формы отличается наличием скульптуры. Грани ячеек, покрывающих поверхность раковины, сливаясь, образуют ряд ребер продольного и поперечного направлений. Progonocythere prochorovkaensis Preobr. широко распространена только в прибрежной части моря, где она встречается в большом количестве и не сопровождается другими представителями микрофауны. Данная форма отличается несколько меньшими размерами и почти совершенно гладкой раковиной. У некоторых представителей ее имеется только продольное, расположенное вдоль брюшного края ребро, что, возможно, характеризует половые признаки. Таким образом, эти две отличные по строению формы обнаруживают приспособительные особенности, связанные с их условиями жизни. Гладкораковинная округленная Progonocythere prochorovkaensis Preobr. приспособлена к жизни в подвижных прибрежных водах, где наблюдается, по-видимому, и значительное опреснение. На не совсем нормальный солевой режим указывает общая обедненность макрофаунистического комплекса, содержащего только ограниченное количество пелеципод и характеризующегося отсутствием головоногих моллюсков, иглокожих и других стеногалинных групп.

Келловейский век. В нижнекелловейское время на территории КМА существовало мелководное море, в котором откладывались в разной степени песчаные темные глины, местами переполненные растительным детритом и, по-видимому, водорослями. Глины эти слабоизвестковисты. Местами в верхних частях разреза (скв. 4208 Брянской области) известковистость их увеличивается.

В песчаных глинах нижнего келловея распространены фораминиферы как с известковистой, так и песчанистой раковиной. Преобладают формы с известковистой раковиной. Иногда те и другие находятся вместе, но чаще в комплексе присутствует какая-нибудь одна группа. С известковистой раковиной наиболее часто встречаются Lenticulina tatarensis Mjatl., L. hybrida (Terquem), Pseudoglandulina pupoides Mitjanina, Marginulina irregularicostata Mjatl., Discorbis tjeplovkaensis Dain и очень редко Lenticulina catascopium Mitjanina.

В распространении вышеперечисленных форм наблюдается следующая закономерность: все представители рода Lenticulina находятся обычно в темно-серых и более светлых известковистых глинах. Этого типа отложения распространены на территории Брянской области, особенно в ее юго-западной части. В этих же глинах часто встречаются и Discorbis tjeplovkaensis Dain, Pseudoglandulina pupoides Mitjanina. Marginulina irregularicostata Mjatl. распространена гораздо шире, хотя встречается обычно в малом количестве экземпляров. Находятся они в коричневато-серых слабоизвестковистых глинистых песках и песчаных глинах и обычно сопровождаются остатками раковин родов Haplophragmoides и Ammobaculites. Наибольшее количество остатков раковин этих родов присутствует в более темных и песчаных разностях пород (Брянская область и Коробковский участок Белгородской области). Здесь обычны Haplophragmoides infracalloviensis Dain, H. subtilis Mitjanina, Ammobaculites coprolithiformis (Schw.). Спорадическое распространение фораминифер с раковиной известковистого или песчаного состава определяется первичными качествами среды, формирующей тот или другой тип осадков (степень солености, газовый режим, характер дна, гидродинамические условия, температура, течения и др.). Местами малое количество известковистых раковин объясняется, по-видимому, их растворением в стадии диагенеза в связи с повышенным содержанием углекислоты, при наличии гниющих органических веществ.

Существование в более раннее время богатого комплекса фораминифер в нижнекелловейских отложениях подтверждается редкими находками более богатых группировок, уцелевших от растворения. Так, скважиной 4208 в Брянской области вскрываются коричневато-серые глины с прослойками черных. В коричневато-серых разностях обнаружены Haplophragmoides infracalloviensis Dain, Lenticulina tatarensis (Mjatl.), L. hibrida (Terquem), Marginulina irregularicostata Mjatl., Discorbis tjeplovkaensis Dain. В прослойках черных глин всякая микрофауна отсутствует. В нижнекелловейских осадках остракоды существенной роли не играют.

Распределение микрофаунистических комплексов в отложениях среднего келловея отражает изменение фаций, зависящее как от тектонического режима данного участка Русской платформы в этот отрезок времени, так и от направления и характера течений.

Среднекелловейские отложения северо-западной части территории КМА представлены в основном серыми известковистыми глинами, которые, однако, снизу вверх по разрезу изменяются следующим образом: нижняя часть разреза в местах, где отсутствует нижний келловей, иногда значительно обогащена примесью песка. Местами, в районах приподнятых выступов докембрия, прикрытых породами среднего келловея, находится большое количество линз зеленовато-серых глинистых органогенно-обломочных известняков. Вообще наибольшей известковистостью характеризуются отложения этой части разреза. В его средней части развиты глины серые, известковистые, в разной степени песчанистые, с преобладанием слабопесчанистых. Верхняя часть разреза характеризуется постепенным уменьшением известковистости и усилением зеленоватого оттенка в породах (глинах). Наиболее песчаные разности глин в основании разреза почти не содержат микрофауны.

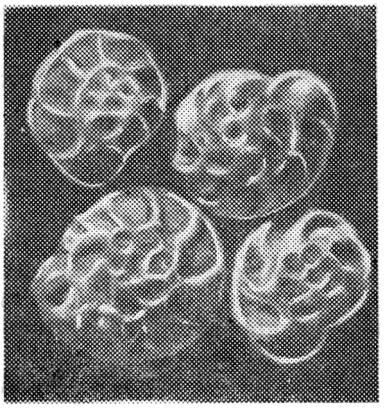
Фораминиферы в разрезе среднекелловейских глин распределены следующим образом: в известковистых песчаных глинах нижней части разреза распространены в основном одни лентикулины с преобладанием Lenticulina catascopium Mitjanina, в связи с чем намечается выделение зоны Lenticulina catascopium. Кроме данной формы, здесь почти повсеместно присутствуют Lenticulina cultratiformis Mjatl., L. erucaeformis (Wisn.), L. pseudocrassa Mjatl., L. wisniowskii (Mjatl.) и изредка встречаются L. tatarensis Mjatl. и L. callowiensis (Mjatl.). Еще реже при почти полном отсутствии другой микрофауны, в том числе и лентикулин, встречаются мелкие разности Lamarckina, по внешнему облику весьма сходные с Pseudolamarckina rjasanensis (Uhlig).

В слоях, содержащих данный комплекс фораминифер, присутствуют обычно остатки раковин аммонитов, белемнитов и пелеципод. Весь комплекс указывает на нормальную соленость. Сосредоточение в данных условиях лентикулин обусловливается повышенным температурным режимом, нормальной соленостью, достаточно спокойными гидродинамическими

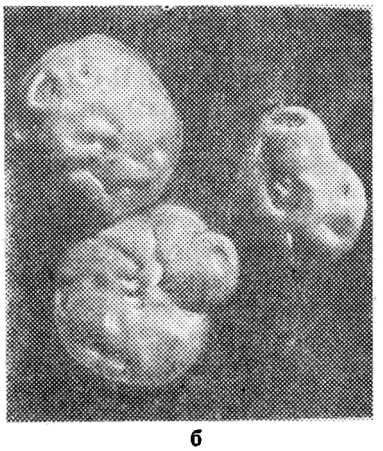
условиями и уплотненным состоянием поверхности дна.

Богатый комплекс органических остатков указывает на нормальный газовый режим, который поддерживался незначительными придонными течениями. По-видимому, из всего комплекса условий наибольшее значение имели соленость, газовый режим и степень вязкости дна, обусловленная литологическими особенностями осадков, покрывающих дно.

Снизу вверх по разрезу постепенно начинают появляться Epistomina mosquensis Uhlig, которые достигают максимального развития в середине разреза. Так, несколько выше горизонта с Lenticulina catascopium Mitjanina в 150 *г* породы содержатся единичные экземпляры этого вида, а в средней части разреза — свыше ста. Вместе с Epistomina mosquensis Uhlig присутствуют иногда в значительных количествах Lamarckina rjasanensis (Uhlig) и в единичных экземплярах Lenticulina cultratiformis Mjatl., L. tumida Mjatl., L. pseudocrassa Mjatl., Darbyella (Lenticulina) calva (Wisn.). В это время наблюдается максимальный расцвет Epistomina mosquensis Uhlig, в связи с чем



а



б

Рис. 1.

данные слои можно выделить как зону Lenticulina mosquensis. Раковины Epistomina mosquensis Uhlig указанного горизонта отличаются сравнительно низкими и уплощенными ребрышками и типичной мелкой бугристостью межреберных пространств (рис. 1 а, б). По степенно к верхней части разреза уменьшается количество остатков Epistomina mosquensis Uhlig, и ее раковина по наружному краю становится все более шиповатой и остроребристой (рис. 2). По мере уменьшения известковистости из комплекса вначале исчезают Lenticulina, потом Lamarckina rjasanensis (Uhlig), а затем Epistomina mosquensis Uhlig. Дольше всех сохраняется в слабовскипающих глинах Epistomina sp.

Таким образом, в данном случае очень четко проявляется отсеивающее действие степени солености вод. Не менее ярко ощущается влияние вязкости дна на морфологические особенности такой бентонной формы, как Epistomina mosquensis Uhlig. По мере уменьшения известковистости в направлении снизу вверх по разрезу дно становится все более вязким и топким, и в связи с этим меняется строение раковины Epistomina mosquensis Uhlig. На более твердом субстрате развивается форма раковины с двуконтурными сглаженными низкими ребрами и гладким наружным краем. По мере уменьшения плотности поверхности дна раковина приобретает более острые и высокие ребра и наружный край ее становится шиповатым. По-видимому, более широкие ребра и шипики по наружному краю раковины предохраняли ее от погружения в глубину мягкого субстрата. Наряду с характером грунта большое значение имеет постепенное опреснение бассейна, которое вызывает вымирание всех представителей стеногалиновой фауны. Раковины эвригалиновых форм самых верхов разреза растворились в период диагенеза в связи с возникновением восстановительных условий. Последнее подтверждается редким нахождением в верхних горизонтах пиритизированных ядер моллюсков (пелециподы, гастроподы). Остатки фораминифер в этих слоях не наблюдаются.

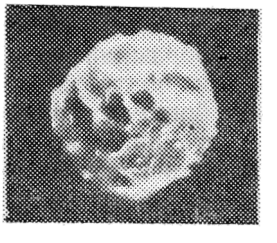


Рис. 2.

В Липецкой, Тамбовской областях и восточ-
й части территории КМА скважинами
крываются серые алевритистые глины, со-
ршенно не вскипающие. В них никогда не
тречаются остатки фораминифер, но часто
исутствует обедненный видами комплекс пе-
ципод (например, скв. 33 у с. Казацкое
ексеевского района Белгородской области).
инные отложения образовались в краевой
ибрежной зоне среднекелловейского моря,
-видимому, в условиях значительного опрес-
ния. Раковины пелеципод сохраняются здесь
ычно в массе, причем порода, в которую они
лючены, остается совершенно неизвесткови-
ой. Таким образом, первичной пресновод-
стью этого типа водоемов объясняется от-
тствие в их осадках такой стеногалиновой
уппы, как фораминиферы.

Особого внимания заслуживают отложения
еднего келловея, прослеживаемые в ряде
ст Шебекинского и Гостищевского участков
лгородской области. Отличные друг от дру-
комплексы фораминифер содержатся в раз-
качественных отложениях, часто чередую-
ихся друг с другом. Комплексы форамини-
ер хорошо демонстрируют их зависимость от
зличных факторов внешней среды. Так, в зе-
новато-серых песчанистых сильноизвестко-
стых глинах содержится большое количест-
Spirophthalmidium cf. areniforme H. Bykova,
sp., Spirillina sp., Trocholina sp. Наибольшее
зненное значение имело повышенное содер-
ание хемогенной извести, что было связано с
плым и, по-видимому, засушливым клима-
м того времени. Обилие органических остат-
в в этих породах указывает на наличие
рмального газового режима в момент их от-
жения. Достаточная подвижность вод под-
ерждается наличием значительной примеси
счаных (кварцевых) зерен.

В коричневатых заметно слоистых сухих,
ень слабо вскипающих глинах встречен
едненный комплекс фораминифер, представ-
нный только Nubiculinella oolithica H. Byko-
и Lenticulina catascopium Mitjanina. Веро-
ной причиной обедненности фауной этого
па пород является ненормальный газовый
жим, связанный с обилием растительных
ющих веществ, обусловивших коричневый
ет породы. Возможно, часть раковин фора-
нифер в этих отложениях уничтожена рас-
рением в период диагенеза, в восстанови-
льных условиях. Серые песчанистые извест-
вистые глины, содержащие Epistomina
osquensis Uhlig и Lenticulina cultratiformis
jatl., по условиям обитания однотипны с гли-
ми среднего келловея зоны Epistomina
osquensis Uhlig Брянской и Курской обла-
стей. Прослои серого глинистого песка содер-
жат в массовом количестве только крупные
раковины Ammobaculites sp. По-видимому, в
этом случае определяющими жизненными
факторами являются газовый режим, соле-
ность и песчано-глинистый субстрат. В связи
с тем, что все разности указанных типов пород
неоднократно чередуются друг с другом и
мощности прослоев незначительны (от 7—10
до 20—50 *см*), можно предполагать, что темпе-
ратурный режим на протяжении всего периода
осадконакопления был достаточно однообраз-
ным (теплым) и что его влияние выражается
в преобладании фораминифер с известковис-
той раковиной. Не исключена, однако, воз-
можность изменения температурных режимов
в связи с изменением направления течений.

Остракоды в отложениях среднего келловея
играют довольно значительную роль в каче-
стве руководящей группы. Основная масса их
сосредоточена в глинах зоны Epistomina
mosquensis Uhlig. В небольшом числе экземп-
ляров они встречаются в нижней и средней
частях среднекелловейских глин Курской и
Брянской областей. Здесь обычны Progono-
cythere schebekinoensis Preob., Pleurocythere
scarba Triebel, P. ex gr. richteri Triebel,
P. jazenoensis Preobr., Schulleridea translucida
Lub., Cytherella plana Preob. Наибольшее рас-
пространение имеют Schulleridea translucida
Lub. и Pleurocythere scabra Triebel. Почти
весь комплекс сосредоточен в основном в зоне
Epistomina mosquensis Uhlig, где присутствует
и максимальное количество представителей
фораминифер. Вверх по разрезу по мере
уменьшения известковистости пород в первую
очередь (в данном случае раньше фораминиф-
фер из группы эпистомин) из разреза исчеза-
ют остракоды. По-видимому, все представите-
ли остракод данных слоев являются стено-
галиновыми.

Несколько обособленно ведет себя Progono-
cythere schebekinoensis Preobr. Эта форма
встречается в наиболее песчаных глинах сред-
него келловея и в несколько более верхних
слоях его. Однако и данная форма была, оче-
видно, нормально морской, так как ее сопро-
вождают остатки аммонитов и фораминифер.

Оксфордский век. В оксфордском
ярусе территории КМА выделяются нижний и
верхний подъярусы. Наиболее разнообразны
отложения нижнего оксфорда. Обычно в ниж-
нем оксфорде различные комплексы микрофа-
уны приурочены к разным породам. Так, в
южной части территории выделяются следую-
щие разности пород (снизу вверх): 1 — глина
зеленовато-серая, неяснослоистая, в разной
степени песчаная и известковистая. Местами

она содержит большое количество оолитов глинисто-железистого состава (скв. 16 у с. Лески, ряд скважин на территории Погромецкого участка). Иногда этого типа порода переходит в глинисто-железистый песчаник (скв. 11 у с. Каменка). В данных породах микрофаунистических остатков обычно не содержится, что связано, по-видимому, со значительным опреснением бассейна, где происходило осадконакопление. Возможно, что данного типа отложения являются осадками прибрежных мелководных, в разной степени опресненных заливов, отделенных от открытого моря. Выше лежит горизонт песчанистого известняка, переполненного иглами губок (спикуловый горизонт), в котором остатки фораминифер встречаются спорадически и в различном количестве. Обычно в значительном количестве они выделяются из менее крепких и более глинистых разностей его. Здесь встречаются различные виды родов Spirophthalmidium, Lenticulina и Nubeculinella.

Обедненность губкового горизонта микрофаунистическими остатками связана частично с процессами вторичного порядка, обусловившими растворение известковистых скелетов в стадии диагенеза, частично с тем, что местами эти отложения являются наиболее мелководными (более грубозернистые разности) и отложились в условиях большей подвижности вод, нежели это соответствовало условиям жизни фораминифер.

Выше губкового горизонта лежат зеленовато-серые сильноизвестковистые, в разной степени алевритистые и песчанистые глины. Эти отложения отличаются значительной изменчивостью в степени известковистости и содержат огромное количество псевдоморфоз — скоплений пирита по органическим остаткам и глауконита, выделившегося по спикулам губок, фораминиферам и остаткам иглокожих. Наибольшее количество органических остатков содержится в наиболее известковистых разностях глин, причем встречаемые комплексы различны, что зависит от конкретных особенностей среды обитания. Так, в песчанистых сильноизвестковистых разностях глин в массовом количестве содержатся раковины Spirophthalmidium sagittum H. Bykova, S. cf. birmenstorfensis (Kubl. et Zwing.), Spirillina kubleri Mjatl., Lenticulina russiensis Mjatl., L. subcompressa Schwag., обломки раковин аммонитов, иглы морских ежей, остатки голотурий. Данные породы являются мелководными морскими осадками, отложившимися в условиях нормального морского режима и солености.

Наличие достаточного для жизни количества кислорода на дне водоема подтвержда[illegible] тем, что обильный в этих слоях глауконит [illegible] делился по органическим остаткам (спику[illegible] губок, фораминиферам, скелетам иглокож[illegible] что, по мнению Н. С. Шатского [4], указыв[illegible] на положение окислительно-восстановит[illegible] ной границы ниже поверхности осадка [illegible] глубоко в нем.

Значительная примесь мелкого песка ука[illegible] вает на достаточную, хотя и не очень силь[illegible] подвижность вод.

В прослойках менее известковистых з[illegible] новато-серых алевритистых глин и аргилл[illegible] сосредоточены остатки Spirophthalmidium [illegible] lioliniforme Paalz. и Nubeculinella tenua H. [illegible] kova. Изредка и здесь встречаются Lenticul[illegible] russiensis Mjatl.

Гидродинамический режим бассейна был [illegible] лее спокойным, газовый обмен — ослаблен[illegible] и соленость — несколько пониженной.

В сильноизвестковистых очень светлых [illegible] нах, почти совершенно лишенных примеси [illegible] чаных частиц, содержится массовое скопле[illegible] Epistomina volgensis var. volgensis Mjatl., [illegible] ковинки которых в этих условиях отличаю[illegible] особой нежностью, хрупкостью и соверше[illegible] белым меловидным цветом. Обычно они сп[illegible] снуты и несколько деформированы.

Режим участка водоема, где отложились [illegible] вестковистые глины, был спокойным и, [illegible] можно, несколько застойным, о чем косве[illegible] можно судить по обилию пиритизирован[illegible] органических остатков в этих слоях.

Резко отличаются своим строением рако[illegible] ны Epistomina volgensis var. volgensis Mj[illegible] извлеченные нами из темно-серых алевр[illegible] сто-слюдистых глин нижнего оксфорда ск[illegible] жины 13-Б Стародубского района. Рако[illegible] ны — желтовато-серого цвета. Они отличаю[illegible] толстыми и прозрачными стенками. Швы [illegible] рельефны, и на поверхности швов на нар[illegible] ном краю раковины у некоторых представ[illegible] лей наблюдается появление то тупых, то [illegible] вольно острых шиповидных выступов. Раз[illegible] тие этих выступов связано, по-видимому, [illegible] и у келловейской Epistomina mosque[illegible] Mjatl., со степенью вязкости дна.

В восточной части территории КМА на [illegible] бединском участке скв. 1129 вскрыты отло[illegible] ния нижнего оксфорда своеобразного обл[illegible] Они представлены очень слабым, перехо[illegible] щим в рыхлый, грубозернистым песчаник[illegible] состоящим из плохо окатанных зерен ква[illegible] и большого количества неокатанных игл [illegible] бок. В этих песчаниках содержится боль[illegible] количество раковин рода Darbyella, тольк[illegible] единичных экземплярах встречаются S[illegible]

hthalmidium cf. birmenstorfensis (Kubl. et ing.), Spirillina kubleri Mjatl., гораздо чаще istomina volgensis var. volgensis Mjatl., ы ежей, членики морских лилий (Pentacris sp.), остатки голотурий и зубы акул.

Судя по характеру пород и по заключенным их органическим остаткам, отложились они условиях довольно подвижного открытого лководья при нормальном газовом режиме и ености. Заслуживает особого внимания кт нахождения в этих солях большого колитва раковин типа Darbyella, строение которых отличается большим разнообразием по характеру навивания, форме раковины и ее размерам. Следует отметить, что с определенными змерами раковин обычно связана и определенная форма, причем в захоронении этих раз стей замечается некоторая закономерность. блюдается неоднократное чередование в зрезе комплексов с отличным строением раовин. Это явление связано, по-видимому, с ной стороны, с сезонными колебаниями в рактере осадконакопления, с другой стороны, со сменой макро- и микросферической гераций, что в свою очередь увязывается с сенами. Нами отобрано свыше 200 экземпляров раковин данной формы с разных глубин зреза из отложений нижнего оксфорда по важине 1129 Лебединского участка. В связи необходимостью уточнить вопрос о систематическом положении рода Darbyella данная рма подвергалась нами монографической работке. Результаты работы будут изложены в особой статье.

В крайней западной части территории КМА жний оксфорд представлен своеобразной родой — сильноизвестковистым алевропелитом, в составе которого содержится равное личество алевритистых и глинистых частиц. рода эта в значительной степени переработана илоедами, ходы которых заполнены более мным по оттенку алевропелитом. Она изобилует остатками спикул губок, состоящих из ала, который в результате выветривания обрел почти гелеобразную консистенцию. пикулы распространены в данных отложениях повсеместно.

В наиболее южных районах, где преобладают более светлые и чистые разности алевролитов, наиболее часто встречаются фораминиферы Epistomina uhligi Mjatl., Spirophthalmidium birmenstorfensis (Kubl. et Zwing.) и Beculinella tenua H. Bykova. В редких отдельных точках встречены Radiolaria. Все фораминиферы, распространенные здесь, отличаются мелкими размерами, что определяется совсем благоприятными условиями жизни. акрофаунистическими остатками эта порода также очень бедна: в ней очень редко встречаются только представители зарывающихся пелеципод Phaladomia hemicardia Roem. и Goniomya sp.

Обилие илоедов, отсутствие ясной слоистости и однородность состава породы указывают на несколько застойный характер бассейна. Возможно, с этим связана бедность фаунистического комплекса, встреченного в такого типа осадках. Некоторое, возможно, значительное, количество микрофауны было уничтожено илоедами.

На территории Брянской области рядом скважин вскрыты темно-серые плотные неяснослоистые известковистые алевритистые и местами слабопесчанистые глины, в которых содержится большое количество микрофаунистических остатков. Распределение их в породе отличается большой неравномерностью. Произведенный послойный отбор образцов дал возможность установить, что наиболее обогащены органическими остатками более опесчаненные и известковистые разности породы. В изобилии распространены Epistomina parastelligera (Hofker), E. volgensis var. volgensis Mjatl., Lenticulina munsteri var. belorussica Mitjanina и Radiolaria.

Все представители фораминифер отличаются крупными размерами, но далеко не одинаковой степенью сохранности раковин. Хорошей сохранностью характеризуются остатки Epistomina parastelligera (Hofker). Сохранность раковин Epistomina volgensis var. volgensis Mjatl. в этом районе обычно плохая. Их внутренняя полость заполнена породой, а сами стенки полурастворены. В полурастворенном состоянии встречаются и раковины Lenticulina munsteri var. belorussica Mitjanina.

Растворение остатков раковин происходит в стадии диагенеза, в присутствии органических кислот. Разная степень растворения раковин различных представителей фораминифер определяется составом и структурой их стенок.

Своеобразием в строении и распространении отличаются остатки фораминифер в нижне- и среднеоксфордских отложениях, вскрытых скважинами 10-Б и 13-Б у сел Семеновка и Шишовка Стародубского района Брянской области. Темно-серые песчано-слюдистые нижнеоксфордские глины содержат здесь очень большое количество хорошей сохранности раковин Epistomina volgensis var. volgensis Mjatl. с чертами строения, сближающими их с E. mosquensis Uhlig. Наряду с типичными Epistomina volgensis var. volgensis Mjatl. здесь присутствуют раковины с такой же сильно выпуклой спинной стороной и такими же спиральными и септальными швами на ней,

как у Epistomina volgensis var. volgensis Mjatl., но со скульптированной брюшной стороной, как у E. mosquensis Uhlig и, как уже отмечалось выше, с шиповатым наружным краем. В нашем материале по территории КМА таких случаев не наблюдалось. В этих же слоях найдены в большом количестве Trocholina transverssaria Paalz., Epistomina stelligeraeformis Mjatl. и в незначительном числе — различные представители Lenticulina. Из планктонных организмов здесь постоянны Radiolaria.

В светлых зеленовато-серых глинах верхов разреза оксфорда скв. 10-Б встречено огромное количество фораминифер с перекристаллизованными раковинами. Хорошо сохранившимися в массовом количестве встречены только Epistomina limbata Kapt., иглы морских ежей и членики морских лилий из семейства Pentacrinidae. Присутствуют здесь также остатки Epistomina sp., мелкие скульптированные раковинки которых полурастворены и трудно определимы. Судя по общим очертаниям и размерам, основная масса перекристаллизованных раковинок принадлежит Epistomina limbata Kapt., а также роду Lenticulina. Отмечается неравномерность в распределении и степени перекристаллизации раковин вверх по разрезу.

Процесс перекристаллизации одних раковин и растворение других происходит в стадии раннего диагенеза, и его неравномерность объясняется качеством (составом) и характером циркуляции грунтовых вод (степенью подвижности в отдельных горизонтах и т. д.).

Отложения верхнего оксфорда наиболее широко распространены в юго-западной части территории КМА. Они представлены светлой пепельно-голубовато-серой в верхней части разреза и зеленоватой в нижней части глиной, которая вверх по разрезу все сильнее обогащается примесью алеврита.

Верхнеоксфордские глины бедны микрофаунистическими остатками. Распределены раковины фораминифер в разрезе весьма неравномерно. Основная масса их сосредоточена в нижней части разреза — в зеленоватой разности глин. Здесь в массовом количестве встречаются Spirophthalmidium sp., S. miliolinifor me Paalz., Nubiculinella tenua H. Bykova, Lenticulina russiensis (Mjatl.).

Обычно все представители фораминифер в этих слоях достигают нормальной величины и развития. По мере уменьшения известковистости и увеличения алевритистости вверх по разрезу уменьшается количество представителей фораминифер и резко сокращаются размеры их раковин. В основном здесь сохраняются Spirophthalmidium miliolinifor me Paalz. и beculinella tenua H. Bykova. Изредка в ничных экземплярах встречаются Lenticu russiensis (Mjatl.). В самых верхах разр никаких остатков микрофауны обычно встречается.

Указанная выше закономерность в рас делении фораминифер по разрезу верх оксфорда объясняется изменением реж бассейна от нормального морского в нач ный период к несколько опресненному и, можно, застойному в конце его существова Почти все органические остатки в этих сл пиритизированы, что указывает на нали восстановительного режима в стадии ди неза.

Остатки остракод в породах оксфорда вс чаются весьма редко и никакой существен роли не играют. В известняках и известко стых глинах нижнего оксфорда в единич экземплярах находятся только Pentocypr aureola Lub. В низах разреза верхнего форда также очень редки Palaeocytheri legitima Lub. Закономерности в их распр лении установить не удалось.

Кимериджский век. Отложения н него кимериджа изучены недостаточно в св с их спорадическим распространением. В рых известковистых глинах обычно в мас вом количестве захоронены остатки Epi mina alveolata Mjatl. и в виде единич экземпляров изредка встречаются Vaginul raricostata Furss. et Pol. Сохранность рако Epistomina alveolata Mjatl. плохая. Они по разрушены, иногда эта форма представл только ядрами, на поверхности которых храняются незначительные остатки сте раковин. Растворение раковин Epistom alveolata происходило в стадии диагенеза воздействии различных кислот. Судя по о лию остатков этой формы и по отсутств других представителей фораминифер и ост код, в отложениях нижнего кимериджа усло жизни не были благоприятны для ряда ор низмов. Обилие пирита указывает на вос новительные условия и недостаточное коли ство кислорода.

В породах верхнего кимериджа компл микроорганизмов более богат видами. В ричневато-серых заметно слоистых гли очень широко распространены Epistomina ta rensis Dain и реже встречаются Lenticulina gr. infravolgaensis Furss. et Pol. Сохранно раковин обычно хорошая, и Epistomina ta rensis Dain местами образует мелкие куч видные скопления, обусловленные налич слабого турбулентного движения на дне доема. Наличие относительно более бла

риятных условий жизни в верхнем кимерид-е подтверждается и тем, что в этих слоях овольно часто встречаются остракоды (Pa-eocytheridea volgaensis Mandelst., P. monstra- Lub., Schulleridea gloriosa Preobr.) и в ень большом количестве присутствуют пеле-иподы и гастроподы.

Частые остатки иглокожих и аммонитов казывают на нормальные морские условия, сподствовавшие здесь. Однако и в этом бас-йне наблюдались менее благоприятные для изни участки. Порода в этих местах приобре-ет темно-коричневый оттенок и почти не со-ржит органических остатков. В отдельных рослойках и участках верхнекимериджские тложения отличаются обилием тонких ходов лороев, заполненных то более светлым, то олее темным глинистым материалом. В гли-х, переработанных илоедами, микрофауни-ические остатки отсутствуют, возможно, по ричине уничтожения их роющими организ-ами.

Нижний волжский век. Распростра-ение фораминифер и остракод в нижневолж-их отложениях находится в зависимости от аций. Породы, распространенные в нижней асти нижнего волжского яруса, характеризу-тся однотипностью литологического состава. ни представлены темными аргиллитовидны-и глинами, нижняя часть разреза которых личается более сильной известковистостью. десь сосредоточено значительное количество осфоритовой гальки и гравия. Именно в этой асти разреза аргиллитовидных глин содер-ится и наиболее богатый комплекс органи-еских остатков, в том числе и микрофауны фораминифер и остракод). По характеру со-ранности раковин здесь различаются тана-оценозы и биоценозы.

Танатоценозы характеризуются смешанным оставом сообществ, малым количеством от-ельных представителей фораминифер и ост-акод и обычно очень плохой сохранностью раковин, часто поломанных и частично тертых. Хорошей сохранностью обладают олько отдельные редкие представители. В це-ом состав танатоценозов обеднен по сравне-ю с биоценозами в связи со случайным за-оронением составляющих его компонентов, сортированных по удельному весу раковин. бычно в танатоценозах сгружены остатки редставителей вблизи существовавших раз-ичных биоценозов.

Биоценозы характеризуются обилием пред-авителей одних и тех же форм, отличающих-очень хорошей сохранностью даже тонких нежных деталей строения. Кроме того, встре-аются формы, находящиеся на разных ста-диях индивидуального развития, а также раз-новидности, отличающиеся по половым при-знакам.

В этих слоях в составе биоценозов имеют рас-пространение фораминиферы с агглютиниро-ванной раковиной (Flabellammina sp.). Вслед-ствие того, что в песчаном субстрате дна, где обитает эта форма, содержится очень много мельчайших зернышек фосфорита, последний является основным компонентом песчанистой раковины рода Flabellammina. Таким образом, можно с достоверностью утверждать, что род Flabellammina существовал на дне в условиях песчаного грунта. Встречаются и более бога-тые биоценозы, существовавшие в условиях известково-глинистого грунта. Здесь широко представлены фораминиферы Lenticulina or-natissima Furss. et Pol., более редко сопутст-вуют L. kasanzevi Furss. et Pol., Saracenaria pravoslavlevi Furss. et Pol. Основной формой остракод является Palaeocytheridea grosso-punctata (Shap.). Местами в известково-гли-нистых породах наряду с Lenticulina ornatis-sima Furss. et Pol. также в массе находятся Lenticulina embaensis Furss. et Pol., Nodosaria ex gr. raphanus Furss. et Pol., Tristix temirica Dain, Citharina raricostata Furss. et Pol. Обычны остракоды Palaeocytheridea subinfra-volgensis Preobr. и P. miranda Lub. Послед-ние две формы характерны только для самого основания разреза. В более высоких горизон-тах разреза в такого же типа глинах широко развиты фораминиферы Lenticulina embaensis Furss. et Pol., L. infravolgensis Furss. et Pol., Nodosaria ex gr. raphanus Furss. et Pol.

Эти формы часто составляют самостоятель-ное сообщество, в котором отсутствуют остра-коды. Остракоды при наличии их в сообщест-ве являются господствующими, и обычно ра-ковины их отличаются очень хорошей сохран-ностью. Следует отметить присутствие в био-ценозах очень ограниченного количества родов и видов остракод, редко больше одного — двух. Так, в скв. 120 Смородинского участка на глубине 362,2 *м* вскрыто сообщество, в составе которого преобладает Palaeocytheridea ele-gans (Sharap.), которому сопутствуют Pro-thocythere eximia (Sharap.) и немногие фора-миниферы. Встречаются сообщества, в кото-рых из остракод присутствуют только Pa-laeocytheridea conspekta Lub.

В породах, содержащих более крупный гра-вий и гальку, изредка встречаются только одиночные поломанные и истертые раковины. Чаще здесь никаких остатков не содержится.

Указанная нами разница в составе прижиз-ненных группировок в основном определяется гидродинамическими условиями и качеством

грунта. О нормальной солености и благоприятном для жизни газовом режиме этих слоев свидетельствует обилие раковин пелеципод, аммонитов, остатков морских лилий (Pentacrinus), морских ежей и голотурий. Достаточное количество кислорода на дне подтверждается обилием глауконита, развивающегося по скелетам иглокожих и других организмов глубже поверхности осадка.

Зона Virgatites virgatus нижнего волжского яруса характеризуется тем, что снизу вверх по разрезу наблюдается постепенное увеличение песчанистости. Нижняя половина разреза сложена темно-серыми и зеленовато-серыми песчанистыми глинами с многочисленными прослойками ракушняка, сложенного остатками Exogira nana.

Верхняя часть разреза представлена зеленовато-серыми песками, в разной степени глинистыми. Наибольшего количества и наибольшего разнообразия достигает комплекс фораминифер в нижней половине разреза зоны Virgatites virgatus. Здесь в массовом количестве распространены Lenticulina infravolgensis Furss. et Pol., L. embaensis Furss. et Pol., Nodosaria ex gr. raphanus Furss. et Pol., более редки Citharina intumescens Reuss и Tristix temirica Dain. Обильны остатки остракод Palaeocytheridea subhexangulata (Sharap.), Protocythere eximia (Sharap.) и Scullerіdea firma Preobr. Многочисленны в этих слоях остатки раковин пелеципод и отпечатки клешней и панцирей раков. Встречаются и остатки иглокожих, хотя в значительно меньшем количестве и реже, нежели в зоне Dorsoplanites panderi.

Эти данные свидетельствуют о том, что в указанный отрезок времени нижневолжский бассейн южной части территории КМА был нормальным морским, причем кислородный режим был достаточным для жизни довольно многочисленных обитателей дна.

К концу нижневолжского века бассейн значительно мелеет, по-видимому, становится несколько опресненным, и дно его обогащается гниющим растительным детритом. В связи со всеми этими обстоятельствами наблюдается резкое сокращение в биоценозах компонентов с известковистой раковиной, появляются весьма мелкие фораминиферы с агглютинированной раковиной. Здесь в массовом количестве присутствуют остракоды Palaeocytheridea subhexangulata (Sharap.).

НИЗЫ НИЖНЕМЕЛОВОГО ПЕРИОДА

Валанжинский век. Морские осадки валанжинского яруса, распространенные на территории ЦЧО, по литологическому составу различны. В нижней части разреза очень ш роко развиты глины коричневато-зеленые, ричневые и реже зеленые, в разной степ песчанистые, переполненные бурожелезня выми оолитами. В основании разреза зе глин почти повсеместно присутствуют просл ки бурых оолитовых песчаников. В этих н нах нами встречены фораминиферы с агг тинированной раковиной только в Воловск районе Липецкой области (скв. 205). Вал жин здесь представлен глиной темно-серой прослойках коричневато-бурой. Серые раз сти глин алевритисты и слабослюдисты, ричневато-бурые разности более глинисти содержат очень большое количество буро лезняковых оолитов, в центре которых п сутствуют зерна кварца. В глинах, не со жащих оолитов, на глубине 63—64 *м* в бо шом количестве встречены Glomospira Haplophragmoides nonionoides (Reuss), A mobaculites sp. Присутствие здесь глауко тизированных спикул губок указывает на что граница окислительно-восстановитель зоны находилась ниже поверхности осадк газовый режим на дне водоема был бл приятным для жизни отмеченного компле микрофауны. В нижележащих слоях (на г бине 65 *м*) встречен этот же комплекс фо минифер и большое количество бурожеле ковых оолитов. Окисножелезистый со оолитов свидетельствует об образовании пределах открытого мелководья в окис тельных условиях.

Отложения валанжина других участ территории КМА часто содержат просло оолито-сидеритовых песчаников, которые об зовались, по-видимому, в более застой условиях. В этих породах никаких фауни ческих остатков нами не встречено. Не вс чены они также и в широко распространен в валанжине песчанистых темных глинах, держащих ярко-зеленый почковидный г конит. По-видимому, обстановка для жи здесь не была благоприятна в связи с вос новительными условиями, существовавш на дне водоема. О том, что окислительно становительная граница находилась выше верхности осадка, свидетельствуют прису вующие в породе в большом количестве к ные зерна чистого, лишенного терриген примесей глауконита.

По представлению Н. С. Шатского [4], о лительно-восстановительная граница, с к рой связано выделение этого типа глауко та, находится над поверхностью осадка. поверхности осадка в этом случае сущест восстановительные условия, не способст щие развитию на дне водоема сообществ

раминифер и остракод. Отсутствуют также всякие фаунистические остатки в розовато- и желто-серых, светлых, в разной степени алевритистых глинах Шовского района Липецкой области, отложившихся, по-видимому, в условиях лагун.

Готеривский век. В отложениях готеривского яруса часто встречаются остатки фораминифер с агглютинированной раковиной. Здесь обычны Haplophragmoides subchapmani Kusnez., H. subinfracretacea Mjatl., Ammobaculites sp. Содержатся они в темно-серых, почти черных, сильнослюдистых и песчаных глинах. Черный цвет глин обусловлен наличием большого количества рассеянного измельченного углистого вещества. Наличие обильного растительного детрита вызывало, по-видимому, в отдельных местах водоема сероводородное брожение, которое было особенно высоким в пониженных участках дна водоема. Этим можно объяснить спорадичность нахождения указанных комплексов фораминифер, которые существовали на более возвышенных участках дна, при более благоприятном газовом режиме. Есть, однако, данные, говорящие о том, что в бассейне готеривского времени существовали фораминиферы и с известковистой раковиной. В последующие времена эти раковины подверглись растворению. Процесс растворения иллюстрируют остатки частично сохранившихся раковин Epistomina caracolla (Roem.), встреченные в темно-серых глинах, вскрытых скважиной 1 О-1, расположенной на территории Ольховского района Липецкой области.

Барремский век. Отложения барремского яруса, характеризующиеся наибольшим разнообразием литологического состава, отличаются бедностью фаунистических комплексов. Редкость нахождения фаунистических остатков в породах барремского времени связана с широким развитием в это время на территории ЦЧО лагунного и лагунно-озерного типа водоемов, местами, возможно, до значительной степени изолированных друг от друга. Подобный характер носят отложения верхней части разрезов баррема, где преобладают песчаного и песчано-алевритистого состава светлые породы. Наиболее нормальными морскими отложениями представлены нижние части разрезов баррема в Тамбовской, Липецкой и Брянских областях. В Тамбовской области они выражены однообразной толщей серых глинистых неяснослоистых алевритов, в которых из органических остатков встречены только радиолярии. Присутствие округлого темно-зеленого глауконита свидетельствует о расположении окислительно-восстановительной границы выше поверхности осадка. В этих условиях отсутствовала жизнь на дне водоема и в осадок попадали только скелеты планктонных организмов, какими являлись радиолярии.

Морские отложения вскрываются скв. 197 в Воловском районе, скв. 349 в Ливненском районе и др. Это темно-серые неяснослоистые глины и «рябец», в которых обнаружены в большом количестве Haplophragmoides barremicus Mjatl., H. umbilicatulus Dain, Glomospira gaultina (Berth.), Ammobaculites sp. Местами в нижней части барремских отложений наблюдается замещение раковин фораминифер белым сидеритом. Однако определить принадлежность этих остатков к определенной группе фораминифер не удается из-за большого искажения их форм.

В ряде мест на территории ЦЧО в первой половине барремского века существовали участки, где происходило значительное засорение вод растительным детритом. На этих участках в темно-серых глинах содержится большое количество листового углифицированного растительного материала, но никаких фаунистических остатков нет. Местами наблюдается выделение многочисленных довольно крупных кристаллов гипса, выцветов белых растворимых солей и наличие сероводородного запаха (Ендовищенские овраги и ряд других точек по правобережью Дона, между городами Задонском и Воронежем). Сероводородное брожение на дне этого типа водоема является причиной отсутствия в их осадках фаунистических остатков.

ВЫВОДЫ

1. Таким образом, основными факторами, которые обусловливали или мещали развитию органических группировок в том или другом участке водоема, являются соленость, газовый режим и характер грунта. Действие температурного фактора, несомненно, велико, но выявить его довольно затруднительно. Его влияние связано с общим климатическим режимом, с изменением температуры воды в связи с увеличением глубины водоема и со специфическими особенностями его течений.

2. Различные представители фораминифер с агглютинированной раковиной существуют в различных условиях газового режима. Так, род Ammodiscus может жить в условиях пониженного количества кислорода в присутствии обильного растительного детрита. Роды Glomospira, Haplophragmoides и Ammobaculites нуждаются в присутствии большого количества кислорода, о чем свидетельствует

сопровождающий их обычно тип глауконита.

3. Фораминиферы с известковистой раковиной встречаются обычно в более разнообразных сообществах (совместно с пелециподами, остракодами, иглокожими), свидетельствующих о наличии более благоприятных ус вий. В строении раковин этой группы фо минифер прослеживается зависимость их вязкости грунта, солености, газового режи и других факторов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геккер Р. Ф. Примеры палеоэкологического изучения осадочных толщ. «Литологический сборник 1», М., 1948.

2. Геккер Р. Ф. [и др.]. Ферганский залив палеогенового моря, его фауна, осадки и палеогеография. М., 1961.

3. Теодорович Г. И. Восстановление гидрохимических условий древних морских водоемов по литол ческим и геохимическим признакам. «Методы палео графических исследований (сборник первый)», М., 1

4. Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации классификация фосфоритовых залежей. «Докл. сов по осадочн. породам», вып. 2, М., 1955.

Л. Г. РАСКАТОВА

ВГУ

О ВОЗРАСТЕ ПЕСЧАНО-КАОЛИНОВОЙ «МАМОНСКОЙ ТОЛЩИ» ЮГО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ ПО ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА

Рассматриваемые отложения («мамонские слои» по А. А. Дубянскому [2] или «мамонская толща» по Д. Н. Утехину [8] и песчано-каолиновая толща других авторов) до настоящего времени имеют приблизительную и неединообразную возрастную датировку ввиду почти полного отсутствия в них фаунистических остатков.

Данная толща[1] широко развита на юго-востоке, юге и юго-западе Воронежской области и прослеживается на территории КМА до ст. Чернянка. Ее мощность около 30—35 *м*, а в районе сел Старая Криуша, Красноселовка, Березняги и Петропавловка достигает 100—120 *м*. К западу и северо-западу мощность этой толщи значительно сокращается.

Впервые «мамонские слои» выделены А. А. Дубянским [2] в естественных выходах у с. Верхний Мамон, на левом берегу р. Дон, близ устья р. Ольховатки, где они представлены серыми разнозернистыми песчаниками мощностью 5,5 *м*. Ниже песчаников лежат каолиновые глины, переходящие в пестроцветные латеритоподобные породы, мощность которых от 0,5 до 15 *м*. По мнению А. А. Дубя ского, «мамонские слои» залегают на щигро ских отложениях и являются прибрежно-ко тинентальными образованиями, сформирова шимися в условиях влажного тропическо климата. Первоначально на основании лит логического сходства, присутствия каолини и растительных остатков А. А. Дубянский с поставлял «мамонские слои» с петинским слоями верхнего девона, а в настоящее вре относит их к визейскому ярусу карбо ссылаясь на находку в верхней части се цветной пачки «мамонских слоев» кремнев гальки, содержащей микрофауну и споры ни него карбона.

По данным Д. Н. Утехина [8], «мамонск слои» являются разновозрастными образов ниями, где различаются две пачки: нижняя пестроцветная, преимущественно нижнеш ровского возраста и верхняя — сероцветная основном верхнефаменская. Такой вывод с лан на основании находок в отложениях «м монской толщи» и во внешне сходных с ни породах, занимающих, по-видимому, ин стратиграфическое положение, спорово-пы цевых комплексов, охватывающих интерва

[1] В нашей статье мы пользуемся термином «мамонская толща».

нижнещигровского до верхнефаменского времени, а в некоторых (наиболее южных) разрезах — комплексов ястребовского и старооскольского горизонтов.

Некоторыми геологами съемочных партий Геологического управления центральных районов возраст «мамонских слоев» определяется как $Д_3$—$С_1$. При определении ими верхнего возрастного предела толщи, по-видимому, учтены указанные представления А. А. Дубянского.

Данная толща состоит из двух частей. Нижняя, пестроцветная часть представлена пестро окрашенными аргиллитами, песчаниками, глинистыми песками, алевритистыми глинами и алевритами, которые чаще всего сильно латеритизированы. Мощность 3—12 *м*. Верхняя (бóльшая) часть этой толщи сложена белыми и светло-серыми разнозернистыми кварцевыми песками и песчаниками, реже гравелитами с маломощными прослоями светло-серых, иногда почти черных каолиновых глин. Мощность этой пачки достигает 100—110 *м* (см. рис. 1).

«Мамонская толща» залегает на латеритизированных палеобазальтах, диабазах или пестро окрашенных песчано-глинистых отложениях щигровского горизонта и только на юге и юго-западе ложится на песчано-глинистые отложения ястребовского и старооскольского горизонтов или на выветрелые кристаллические породы фундамента.

Перекрываются отложения «мамонской толщи» фаунистически и палинологически охарактеризованными озерско-хованскими глинисто-карбонатными породами нижнего карбона или песчаными образованиями сеноманского, реже альбского возраста, а в долинах рек — четвертичными отложениями.

Сотрудниками спорово-пыльцевой лаборатории Воронежского университета выполнено большое количество спорово-пыльцевых анализов по ряду скважин, расположенных на юго-востоке и юго-западе Воронежской области (рис. 2). В результате проведенных исследований удалось выявить ряд образцов, содержащих большое количество спорово-пыльцевых зерен как в верхней, сероцветной, так и в нижней, пестроцветной пачке «мамонской толщи».

Нижняя, пестроцветная пачка имеет наибольшее развитие на юго-востоке области и содержит спорово-пыльцевые комплексы, характерные для воронежского и евлановского горизонтов.

Спорово-пыльцевой комплекс, характерный для воронежского горизонта, отмечен нами в скв. 1-с, расположенной западнее Русской Журавки, в скв. 2-с, севернее Русской Журавки, в скв. 55 и 63, севернее Н. Мамона. Здесь установлены следующие виды спор и пыльцы: Lophozonotriletes grumosus Naum., Archaeozonotriletes semilucensis Naum., A. rugosus Naum., Archaeoperisaccus concinnus Naum., A. ovalis Naum., A. mirus Naum. (табл. I).

Спорово-пыльцевой комплекс, свойственный евлановскому горизонту, установлен в районе с. Красноселовка (скв. 66, 67, 68), в районе с. Бычок (скв. 805-с) и в районе с. Новобогородицкое (скв. 733-с) и представлен следующими видами: Hymenozonotriletes radiatus Naum., H. deliquescens Naum., H. hopericus Nazar. in litt., H. speciosus Naum. Совместно с ними встречаются Lophozonotriletes grumosus Naum., Archaeoperisaccus Menneri Naum., A. mirus Naum., A. concinnus Naum. и др. (табл. II).

Верхняя, сероцветная пачка «мамонской толщи» широко развита на юго-востоке, юге, юго-западе области, а также на территории КМА и содержит комплекс спор ливенского горизонта, нижне- и верхнефаменского подъяруса.

Ливенский комплекс спор установлен нами в районе с. Бычок (скв. 805-с) и состоит преимущественно из крупных спор подгруппы Hymenozonotriletes Naum. Здесь доминируют следующие виды спор: Hymenozonotriletes speciosus Naum., H. deliquescens Naum., H. hopericus Nazar. in litt., Lophozonotriletes grumosus Naum., L. curvatus Naum., L. crassatus Naum., L. livnensis Naum. (табл. III).

Нижнефаменский комплекс спор отмечен в районе сел Березняги (скв. 28), Ольховатка (скв. 405 и 406) и состоит преимущественно из спор подгруппы Hymenozonotriletes Naum. (табл. IV). Характерны здесь следующие виды спор: Trachytriletes solidus Naum., Archaeozonotriletes famenensis Naum., Hymenozonotriletes rugosus Naum., H. hyalinus Naum., H. poljessicus Kedo, H. varius Naum.

Верхнефаменский споровый комплекс определен в верхней части сероцветной пачки «мамонской толщи» в районе с. Березняги (скв. 28), в районе с. Новобогородицкое (скв. 733-с, скв. 735-с, скв. 736-с) и состоит из следующих видов спор: Leiotriletes microrugosus (Ibr.) Naum., Trachytriletes solidus Naum., Lophotriletes rugosus Naum., Hymenozonotriletes rugosus Naum., H. poljessicus Kedo, H. varius Naum., Lophozonotriletes curvatus Naum., Cornispora bicornis Nazar. in litt., Archaeozonotriletes famenensis Naum., A. micromanifestus Naum. var. famenensis Naum., A. dedaleus Naum., A. distinctus Naum. (табл. V и VI).

Принадлежность верхней части сероцветной

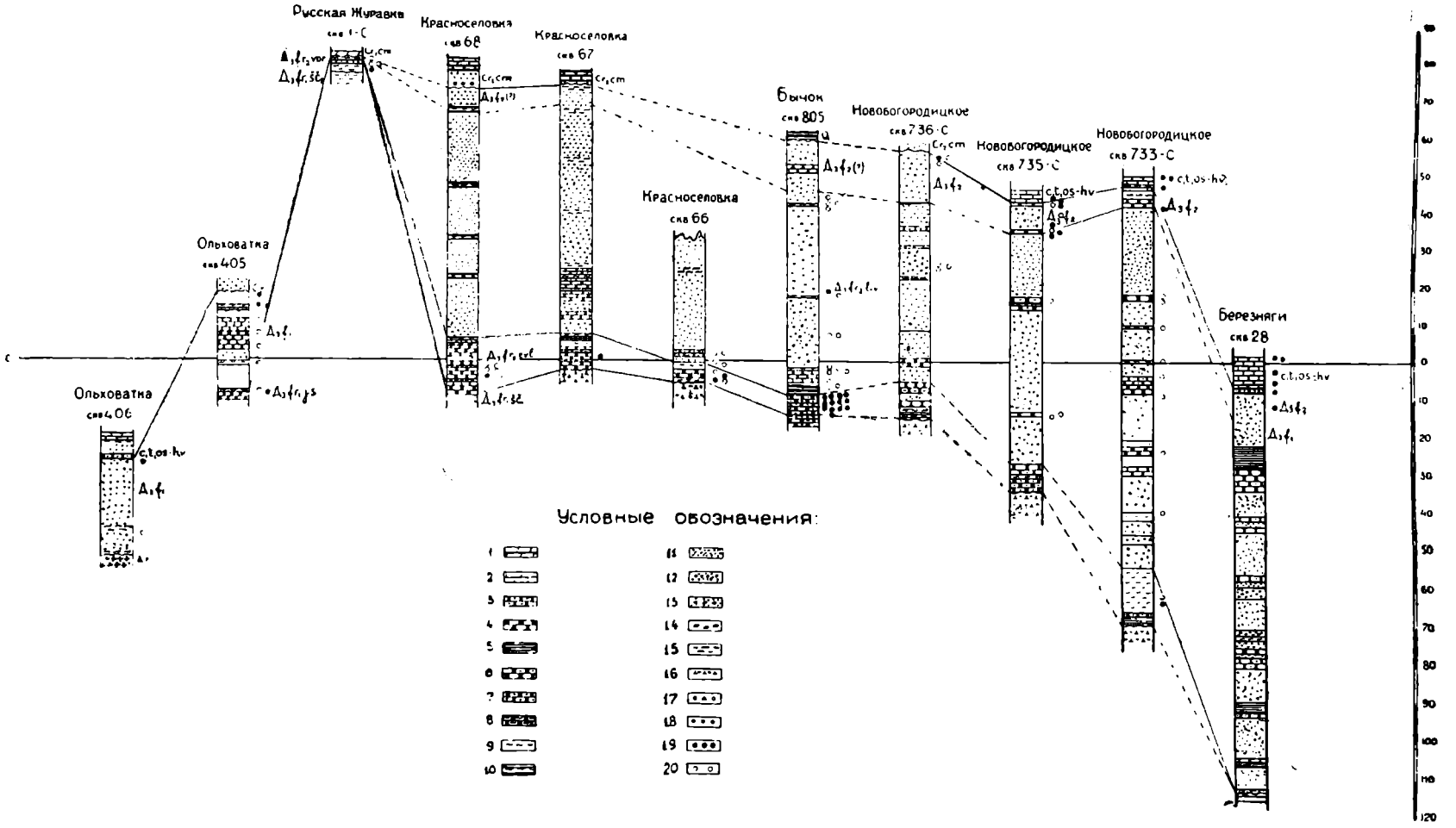


Рис. 1. Сопоставление разрезов «мамонской толщи» по профилю Ольховатка — Березняги.

1 — мергель; 2 — известняк; 3 — песчаник; 4 — алевролит; 5 — аргиллит; 6 — алевроаргиллит; 7 — алевропесчаник; 8 — алевроглины; 9 — глины; 10 — аргиллитоподобная глина; 11 — песок; 12 — песок разнозернистый; 13 — песок гравелистый; 14 — гравий; 15 — гранитогнейс; 16 — палеобазальты и базальты; 17 — выветрелая конглобрекчия; 18 — фосфориты; 19 — образцы, содержащие споры; 20 — образцы, не содержащие спор.

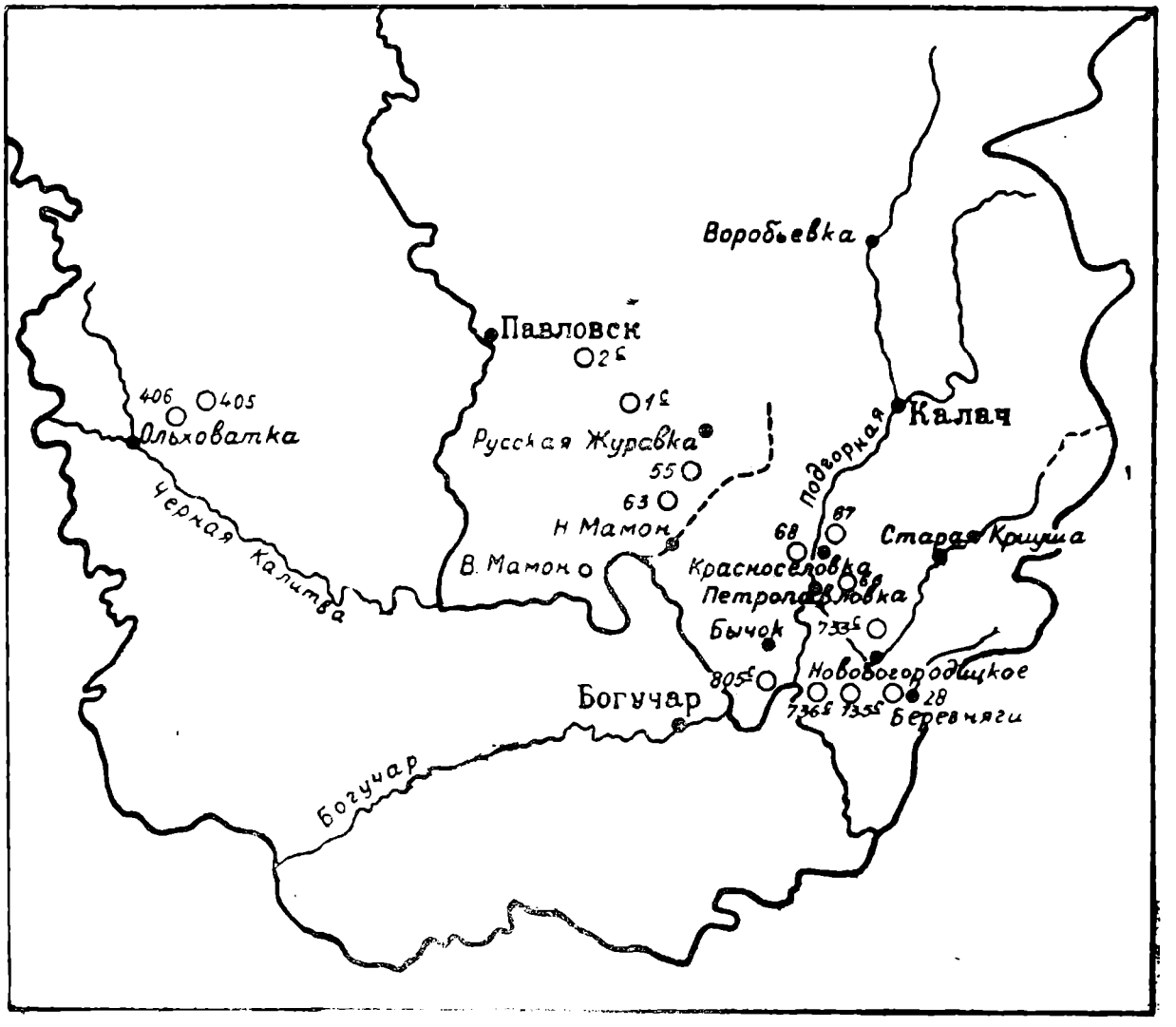
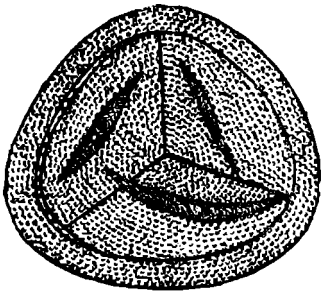


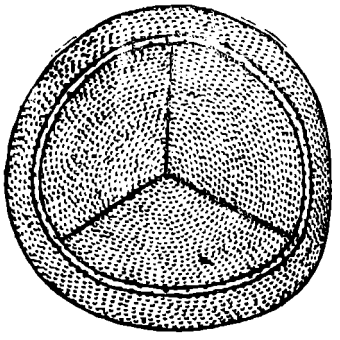
Рис. 2. Обзорная карта расположения изученных разрезов.
О — скважины с изученными комплексами спор и пыльцы из песчано-каолиновой «мамонской толщи».

пачки «мамонской толщи» к фаменскому ярусу подтверждается и спорово-пыльцевыми анализами, выполненными В. Т. Умновой (ГУЦР) как для Воронежской области, так и для территории КМА. Что же касается обнаружения тем же исследователем в «мамонской толще» (?) споровых комплексов нижнещигровского, ястребовского и старооскольского возраста в разрозненных образцах, то, по всей видимости, речь идет о палинологических определениях, выполненных для пород, литологически сходных с «мамонской толщей», но приуроченных в виде песчаных прослоев с примесью каолина к различным горизонтам среднего и верхнего девона. Вероятнее всего, что такая датировка не имеет отношения к собственно «мамонской толще».

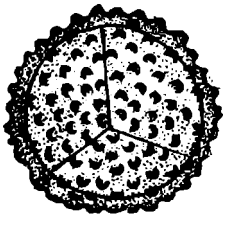
Из приведенных данных следует, что нижняя возрастная граница «мамонской толщи» укладывается в интервале верхнефранского времени (воронежский горизонт). Верхняя возрастная граница определяется палинологической датировкой верхних частей ее разреза — верхнефаменским временем (кудеяровский горизонт) и соотношением «мамонской толщи» с перекрывающими ее песчано-глинистыми или известковыми отложениями, содержащими споровые комплексы озерско-хованского возраста, что подтверждается и микрофаунистическими данными. Постепенный пере-



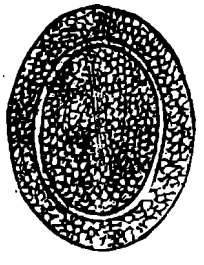
1



2



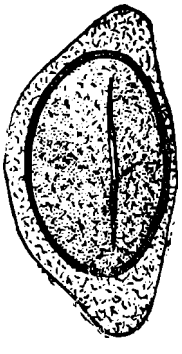
3



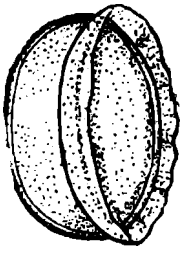
4

(×450)

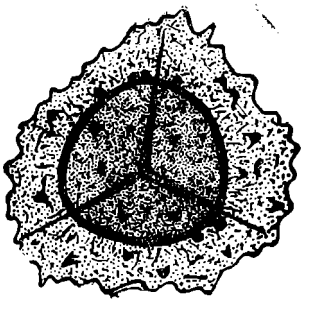
1. Archaeozonotriletes rugosus Naum.
2. » semilucensis Naum.
3. Lophozonotriletes grumosus Naum.
4. Archaeoperisaccus ovalis Naum.
5. » concinnus Naum.
6. » mirus Naum.



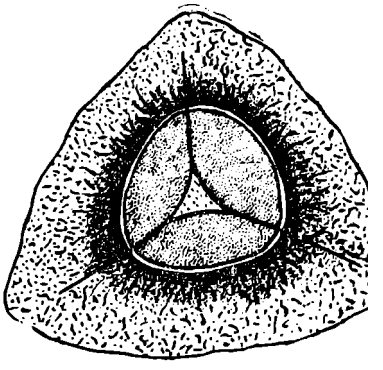
5



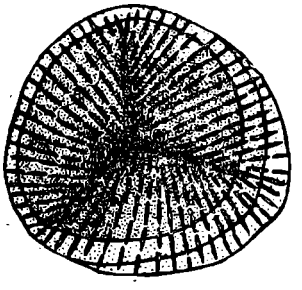
6



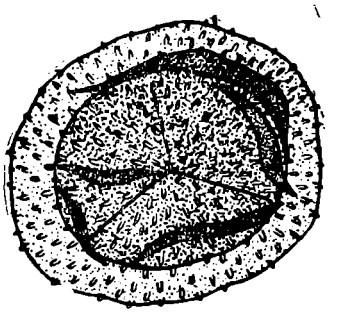
1



2



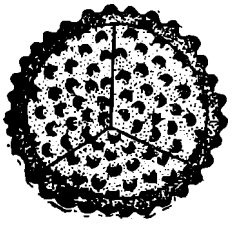
3



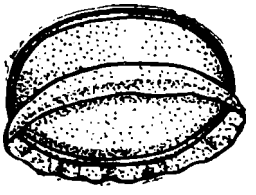
4

(×450)

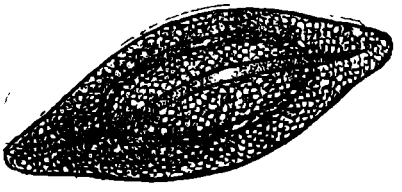
1. Hymenozonotriletes deliquescens Naum.
2. » speciosus Naum.
3. » radiatus Naum.
4. » hopericus Nazar. in litt.
5. Lophozonotriletes grumosus Naum.
6. Archaeoperisaccus mirus Naum.
7. » Menneri Naum.
8. » concinnus Naum.



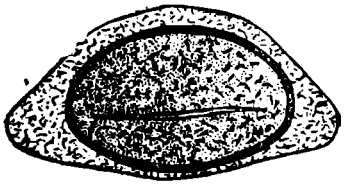
5



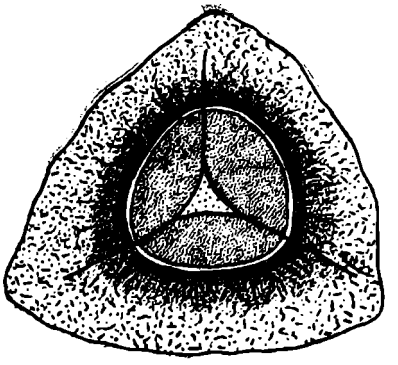
6



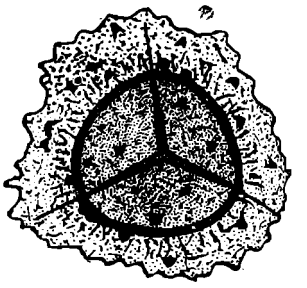
7



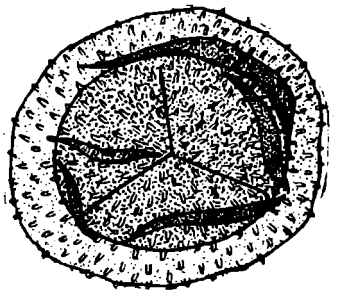
8



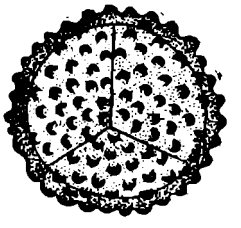
1



2



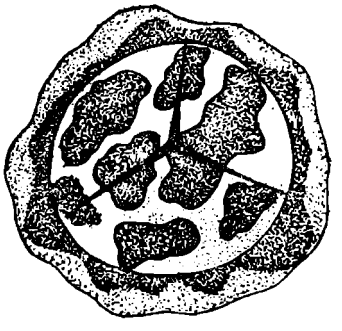
3



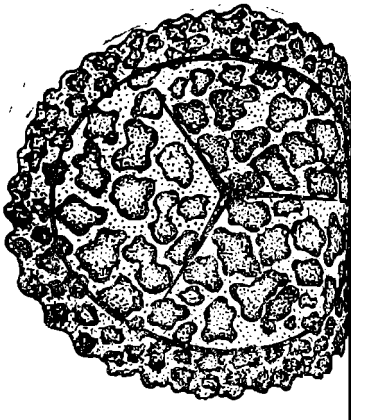
4

(×450)

1. Hymenozonotriletes speciosus Naum.
2. » deliquescens Naum.
3. » hopericus Nazar. in litt.
4. Lophozonotriletes grumosus Naum.
5. » curvatus Naum.
6. » crassatus Naum.
7. » livnensis Naum.

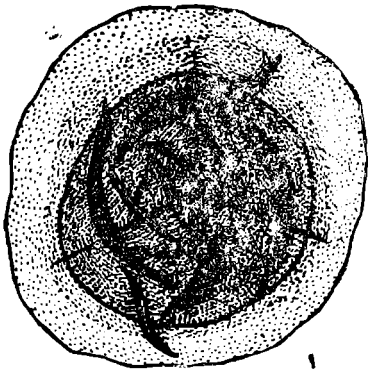


6

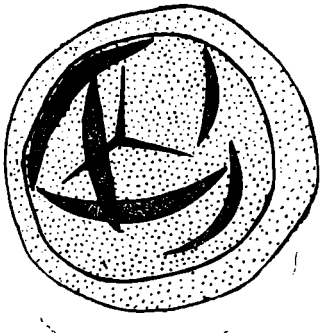


7

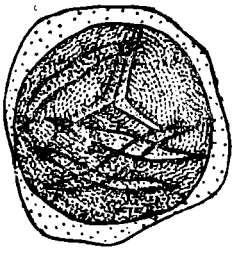
1



2

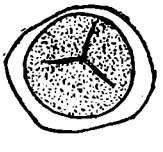


3

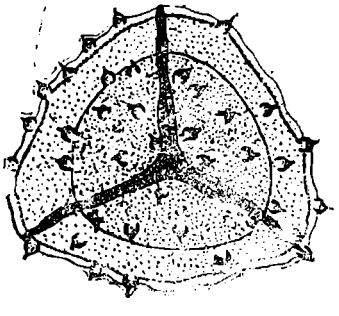


4

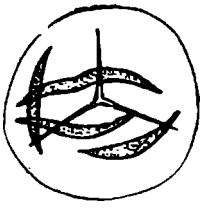
(×450)
triletes solidus Naum.
ozonotriletes poljessicus Kedo.
» varius Naum.
» rugosus Naum.
» hyalinus Naum.
ozonotriletes famenensis Naum.



5

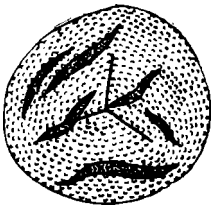


6

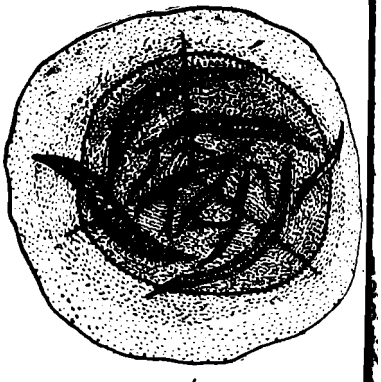


1

2



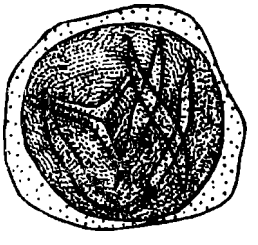
3



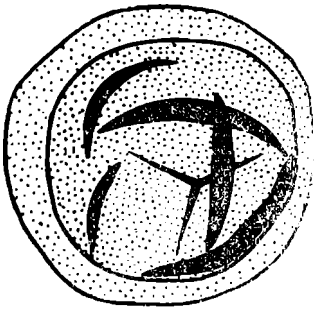
4

(×450)

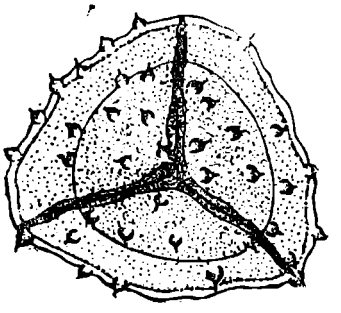
1. Leiotriletes microrugosus (Ibr.) Naum.
2. Trachytriletes solidus Naum.
3. Lophotriletes rugosus Naum.
4. Hymenozonotriletes poljessicus Kedo.
5. » rugosus Naum.
6. » varius Naum.



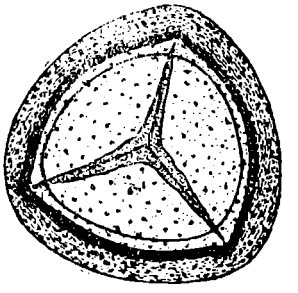
5



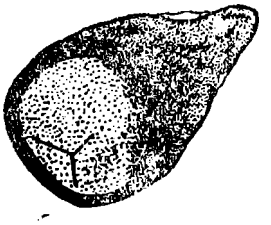
6



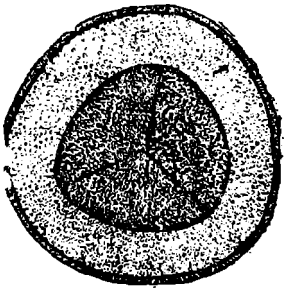
1



2



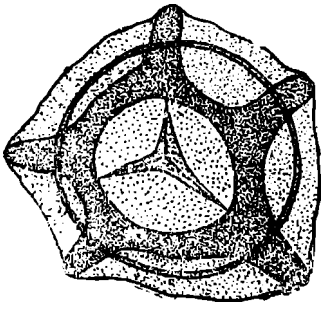
3



4

(×450)

Archaeozonotriletes famenensis Naum.
» distinctus Naum.
Cornispora bicornis Nazar. in litt.
Archaeozonotriletes micromanifestus Naum. var. famenensis Naum.
» dedaleus Naum.
Lophozonotriletes curvatus Naum.



5

6

ход верхнефаменских отложений в озерско-хованские прослежен в скв. 28 (район Березняговъ), скв. 733-с, 735-с (район Новобогородицкого), скв. 161 (район Криничного).

Д. Н. Утехиным [8] по ряду скважин на территории КМА установлено, что «мамонская толща» залегает под озерско-хованскими отложениями и связана с ними постепенным пе реходом.

Таким образом, палинологические данны для юго-восточной части Воронежской анте лизы свидетельствуют о том, что началом фо мирования «мамонской толщи» следует сч тать верхнефранское время, а концом — вер нефаменское.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дубянский А. А. Итоги изучения Воронежской и Курской областей. «Зап. Воронежск. СХИ», вып. 1 (XVI), Воронеж, 1935.

2. Дубянский А. А. Гидрогеологические районы Воронежской области, вып. 1. Воронеж, 1935—1936.

3. Дубянский А. А. Новые данные по геологии Курской и Воронежской областей. «Тр. Воронежск. СХИ», Воронеж, 1940.

4. Кедо Г. И. Споры из надсолевых девонских отложений Припятского прогиба и их стратиграфическое значение. В сб.: «Палеонтология и стратиграфия БССР», вып. 2, Минск, 1957.

5. Кедо Г. И. Споры турнейского яруса Припятского прогиба и их стратиграфическое значение. В сб.: «Палеонтология и стратиграфия БССР», вып. 4, Минс 1963.

6. Наумова С. Н. Спорово-пыльцевые комплек верхнего девона Русской платформы и их значение д стратиграфии. «Тр. ИГН АН СССР, серия геол.», вы 143 (№ 60), 1953.

7. Утехин Д. Н. Что такое мамонские слои Вор нежского девона. «Тез. межобл. геол. совещ. по ге и минеральн. ресурсам ЦЧО», Воронеж, 1962.

8. Утехин Д. Н. Девонские отложения террито Курских магнитных аномалий. В сб.: «Материалы геол. и полезн. ископ. центр. районов Европ. час СССР», вып. V, М., 1962.

9. «Геология СССР. Воронежская и смежные обл сти», ч. 1. Геологическое описание, М., 1949.

С. В. ТОЧИЛИНА

ВГУ

НЕКОТОРЫЕ РАДИОЛЯРИИ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

За последнее время радиолярии начинают приобретать все большее значение при стратиграфических исследованиях, особенно при расчленении отложений, лишенных других органических остатков.

В многочисленных работах Р. Х. Липман описаны радиолярии из палеогеновых отложений Кызылкумов [5], Средней Азии [6], Западно-Сибирской низменности [7], Тургайской впадины [9]. Н. Н. Борисенко [1, 2] и В. А. Крашенинников [4] приводят описания многочисленных радиолярий из палеоценовых и эоценовых отложений Западного Предкавказья. Эоценовые радиолярии Калифорнии описаны в работах Кларка и Кемпбелла [11, 12].

Всеми исследователями неоднократно подчеркивалось, что определенные роды и виды радиолярий имеют узкое вертикальное и широкое горизонтальное распространение, чем вполне определяется большое стратиграфическое значение данной группы микроорганизмов.

Радиолярии юго-восточной части Воронежской антеклизы до настоящего времени монографически не описывались. Материалом для изучения радиолярий палеогеновых отложений рассматриваемой территории послужили образцы пород из многочисленных разрезов обнажений и скважин бассейна среднего течения р. Дон (бассейны Богучарки, Подгорной), в окрестностях сел Петропавловка, Украинская Буйловка, Андреевка, Сергеевка, станций Кантемировка и Райновская.

Палеоген юго-восточной части Воронежской антеклизы согласно местной схеме, предложенной В. П. Семеновым[1], представлен верхнепалеоценовыми (бузиновская, вешенская

[1] Схема утверждена Стратиграфической комиссией по палеогену при Стратиграфическом комитете ВСЕГЕИ в 1964 г.

виты), нижнеэоценовыми (суровикинская, шептуховская свиты), среднеэоценовыми хрипунская, осиновская свиты), верхнеэоценовыми (сергеевская, тишкинская, касьяновская свиты), олигоценовыми (кантемировская, куравкинская свиты) отложениями.

Радиолярии палеогеновых отложений рассматриваемой территории имеют довольно широкое распространение: они встречены в отложениях бузиновской, вешенской, шептуховской, сергеевской, тишкинской и касьяновской свит.

Радиолярии бузиновской и вешенской свит представлены немногочисленными формами, относящимися к родам Cenosphaera и Spongodiscus. Их сохранность не позволила довести определение форм до вида. Радиолярии, встреченные в отложениях шептуховской свиты, представлены прекрасно сохранившимися формами. Из них определены такие виды радиолярий, которые являются руководящими для данной свиты: Cenosphaera micra Boriss., C. sp., Thecosphaera sp., Phacostylus bicornis sp. nov., Astrophacus cellulosus sp. nov., A. marginatus sp. nov., Spongurus biconstrictus Lipm., Amphibrachium gracilis Lipm., Spongotrochus fibrinosus sp. nov., Eucyrtidium septatum Lipm., Sethocyrtis sp. nov. Большая часть радиолярий рассматриваемой свиты представлена новыми видами, но такие формы, как Spongurus biconstrictus Lipm. и Amphibrachium gracilis Lipm., ранее описаны Р. Х. Липман из нижней части тасаранской свиты Приаралья, Cenosphaera micra Boriss. описана Н. Н. Борисенко из абазинской свиты Кубани.

Комплекс радиолярий сергеевской свиты резко отличается от комплекса радиолярий шептуховской свиты. Это отличие определяется обновлением родового и особенно видового состава. Среди радиолярий сергеевской свиты преобладают формы, относящиеся к семействам Liosphaeridae, Stylosphaeridae, Druppulidae, Phacodiscidae. Роды Astrophacus и Porodiscus получают значительное распространение, но особенно широким распространением пользуются многочисленные насселярии.

Руководящими видами радиолярий сергеевской свиты являются Cenosphaera mariae Lipm., Carposphaera magnopora Lipm., Stylosphaera occulatus sp. nov., Xiphatractus visendus Koslova, Triactiscus triaculus sp. nov., Astrophacus tetraradialis sp. nov., A. stellatus sp. nov., A. hexaspinus sp. nov., Stylodictya schabalkini Lipm., Xiphodictya bipolaris sp. nov., Sethocyrtis elegans Lipm., S. tamdiensis Lipm., Sethopyramis victori Lipm., Theocorys sp. nov.

Тишкинская свита содержит очень разнообразный комплекс радиолярий: Cenosphaera donoensis sp. nov., Thecosphaera compressa sp. nov., Carposphaera microporulosa Lipm., Phacodiscus sonatus sp. nov., Astrophacus duplus Koslova, Astrophacus sp., Stylodictya schabalkini Lipm., Anthocyrtium sp., Sethocyrtis sp. Среди радиолярий этого комплекса получают широкое развитие такие роды, как Thecosphaera и Phacodiscus. Наблюдается обновление видового состава ранее развитых родов Astrophacus и Porodiscus. Интересно отметить, что насселярии, которые содержатся в большом количестве в отложениях сергеевской свиты и являются здесь руководящими формами, в отложениях тишкинской свиты имеют второстепенное значение. Видовой состав их также заметно обновлен.

Радиолярии касьяновской свиты представлены многочисленной группой Carposphaera microporulosa Lipm., Phacodiscus fragilis sp. nov., Ph. sonatus sp. nov. Следует отметить, что для перечисленного комплекса радиолярий характерно то, что их родовой и видовой состав несколько обеднен и однообразен, тогда как в количественном отношении они многочисленны.

Очевидно, что распределение отдельных родов и видов радиолярий по разрезу палеогеновых отложений свидетельствует об их несомненном стратиграфическом значении. Изучение комплексов радиолярий в дальнейшем будет способствовать уточнению стратиграфии, а также уточнению палеогеографических и геохимических условий морских бассейнов палеогеновой эпохи.

В настоящей статье приводится описание 8 новых видов радиолярий, наиболее распространенных среди палеогеновых отложений юго-восточной части Воронежской антеклизы. Все описанные виды хранятся в геологическом музее Воронежского университета в коллекции № 7.

ОПИСАНИЕ ВИДОВ

Radiolaria

Отряд Spumellaria Ehrenberg, 1875.

Sphaerellaria Haeckel, 1881.

Подотряд Sphaeroidea Haeckel, 1887.

Семейство Liosphaeridae Haeckel, 1881 emend. Vinassa de Regni, 1898.

Род Thecosphaera Haeckel, 1881.

Тип рода Thecosphaera triplodictyon Haeckel, 1887, современный, Тихий океан. Сферический, пористый, гладкий скелет состоит из трех концентрических сфер: две внутренние сферы и

одна внешняя соединены радиальными стержнями.

Thecosphaera compressa Totschilina sp. nov.

Таблица I, рис. 1а, 1б.

Описание. Скелет средних размеров состоит из двух внутренних и одной внешней сфер. Внешняя оболочка имеет форму сферы, слегка сжатой с боков. Наибольший диаметр 176 *, наименьший 154, разница между ними составляет 22. Поры наружной оболочки имеют овальную правильную форму и одинаковую величину — 11. Они расположены на равном расстоянии; величина межпорового промежутка составляет 1/3 величины поры и равна 3—4. Край пор простой и заканчивается очень маленьким шипиком. На экваторе полусферы насчитывается до 20 пор, расположенных в правильном порядке. Двойная внутренняя оболочка присоединяется к внешней посредством тонких стержней, разветвляющихся на 2—3 части в местах прикрепления их к внешней оболочке. Поры первой внутренней сферы имеют круглую форму и располагаются в правильном порядке по 7—8 пор на экваторе полусферы. Вторая внутренняя оболочка (центральная) имеет форму шара и присоединяется к первой с помощью стержней, которые не совпадают по направлению со стержнями следующей сферы, но имеют такое же разветвление в местах прикрепления. Поры центральной сферы имеют многоугольную форму и расположены по 2—3 на экваторе полусферы.

Размеры. Диаметр внутренней сферы 66, толщина стенки 11, диаметр центральной сферы 22.

Распространение. Данный вид распространен в тишкинской свите верхнего эоцена на территории юго-восточной части Воронежской антеклизы и является руководящим для этой свиты.

Подотряд Discoidea.

Семейство Phacodiscidae Haeckel, 1887.

Род Phacodiscus Haeckel, 1881.

Тип рода Phacodiscus rotula Haeckel, современный, Тихий океан. Простая двояковыпуклая наружная оболочка без радиальных шипов и двойная внутренняя оболочка.

Phacodiscus sonatus Totschilina sp. nov.

Таблица I, рис. 2а, 2б.

Описание. Двояковыпуклый, округло-линзовидный скелет с выступающим тупым периферическим краем. Наружная оболочка тонкостенная, хрупкая, пронизана порами, расположение которых в центре неправильное, а к периферии наблюдается довольно правильное, близкое к радиальному. Форма по круглая, овальная, край пор простой, зака чивающийся маленьким шипиком. На экват полусферы насчитывается 24—26 пор. Дво ная внутренняя оболочка присоединяется внешней посредством многочисленных вну ренних радиальных перемычек, образующ в уплощенной части скелета два сконцентр рованных пучка, в каждом из которых насч тывается по 8 перемычек. В месте присоед нения к внешней сфере они раздваиваютс Стенка первой внутренней сферы более про ная и утолщенная по сравнению со стенко внешней оболочки. Поры имеют круглую каплевидную форму и располагаются по 6— на экваторе полусферы. Вторая внутре няя оболочка (центральная) имеет форму м ленького сферического многогранника, вершин которого отходят тонкие перекла ны-иголочки, посредством которых она пр соединяется к первой внутренней сфере.

Размеры. Диаметр наружной оболоч 192,5, толщина стенки 5,5, диаметр пор 5, диаметр внутренней сферы 60,5, централ ной — 19,0. Близких видов в литературе найдено.

Распространение. Вид распростран в касьяновской свите верхнего эоцена на те ритории юго-восточной части Воронежско антеклизы и является руководящим для эт свиты.

Phacodiscus fragilis Totschilina sp. nov.

Таблица I, рис. 3а, 3б.

Описание. Двояковыпуклый, линзовид ный скелет с закругленным периферически краем. Внешняя оболочка тонкая, хрупка пронизана порами овально-продолговатой многоугольно-округлой формы. Размер пор 11 до 16, их расположение неправильное, экваторе полусферы насчитывается 12—13 по Поры имеют двойной контур. Двойная вну ренняя оболочка присоединяется к внешней помощью радиальных стержней, образующи в уплощенной части скелета два сконцентр рованных пучка. В каждом таком пучке на считывается 6—8 стержней-балочек, длинны и тонких. Внутренняя двойная оболочка им ет форму шара, на полуэкваторе которого ра полагается 5—6 пор. Поры, по форме окру лые, располагаются на равном расстоянии о на от другой, величина межпоровых перего родок составляет 8.

Вторая внутренняя сфера (центральна имеет форму многогранника, от вершин к торого отходят тонкие стержни-иголочки, по средством которых он присоединяется к сл дующей сфере.

Размеры. Диаметры наружной сферы 18

* Размеры даны в микронах.

наибольший) и 165 (наименьший), диаметр ор 11,16, длина радиальных перемычек 27, олщина радиальных перемычек 5,5, диаметр нутренней сферы 55, диаметр центральной феры 16,5.

Близких видов в литературе не найдено.

Данный вид распространен в тишкинской и асьяновской свитах верхнего эоцена на территории юго-восточной части Воронежской нтеклизы.

Phacostylus Haeckel, 1881.

Тип рода Phacostylus amphystylus Haeckel, ри решетчатые оболочки, две радиальные глы, противопоставленные по одной из экваориальных осей.

Phacostylus bicornis Totschilina sp. nov.

Таблица I, рис. 4а, 4б.

Описание. Крупный, двояковыпуклый, ильно вздутый скелет с острым периферическим краем, по которому идут многочисленные радиальные иголочки в виде коротких ритупленных отросточков. Имеется главная адиальная игла, которая продолжается до нутренней двойной оболочки. Интересно отметить, что игла «входит» в наружную оболочку линзы с одной стороны очень близко к периферическому краю и «выходит» также очень близко к периферическому краю, но с другой стороны. Тонкая «обливная» наружная оболочка пронизана порами, имеющими правильную овальную форму. Поры расположены на динаковом расстоянии одна от другой (величина межпорового промежутка 4), довольно равильно, по 22—24 поры на экваторе полуферы. Двойная внутренняя оболочка прикрепляется к внешней с помощью радиальных еремычек, сконцентрированных двумя пучками в уплощенной части скелета по 6—8 в каждом таком пучке. Первая внутренняя оболочка имеет форму сферы, вытянутой по одной си. Разница между наибольшим и наименьшим диаметрами составляет 30. Поры по форме округлые, располагаются в правильном порядке — по 7—8 пор на ее полуэкваторе. Вторая внутренняя оболочка (центральная сфера) имеет форму правильного шара, который посредством радиальных перемычек, расходящихся в разных направлениях, присоединяется к первой внутренней оболочке. На полуэкваторе сферы располагается 4 поры.

Размеры. Диаметры внешней оболочки 175 (наибольший) и 165 (наименьший). Длина главной радиальной иглы 355, диаметр пор 11 (длина) и 5,5 (ширина), диаметр внутренней сферы 82,5, диаметр пор 11, диаметр центральной сферы 55.

Близких видов в литературе не найдено.

Данный вид является руководящим для шептуховской свиты (верхняя часть нижнего эоцена) на территории юго-восточной части Воронежской антеклизы.

Triactiscus Haeckel, 1881.

Тип рода Triactiscus tripyramis Haeckel, 1881, две решетчатые оболочки, три радиальные иглы, углы между которыми обычно равны.

Triactiscus triaculus Totschilina sp. nov.

Таблица II, рис. 1а, 1б.

Описание. Двояковыпуклый, линзовидный скелет с закругленным периферическим краем, от которого отходят три иглы, углы между которыми равны. Иглы имеют почти всегда одинаковую длину и внутренний стержень. Тонкая внешняя оболочка пронизана порами, тесно и неправильно расположенными по 12—13 на экваторе полусферы. Форма пор разная — округлая, округло-многоугольная. Край пор заканчивается маленьким возвышением стенки в виде шипика. Величина межпоровых перегородок составляет приблизительно $^1/_3$ поры и равна 5. Внутренняя оболочка присоединяется к внешней посредством радиальных стержней, сконцентрированных двумя пучками в уплощенной части скелета. В месте прикрепления стержней стенка внешней сферы уплощена. Стержни разветвлены. Внутренняя оболочка имеет формы правильной сферы, на экваторе которой располагается 5—6 простых круглых пор.

Размеры. Диаметр внешней оболочки варьирует в пределах 121—148 (наибольший) и 88—100 (наименьший), толщина стенки 8,25, диаметр пор 11, длина главных радиальных игл 110, ширина их у основания 16,5, диаметр внутренней сферы 33.

Данный вид близок к Triactiscus tripyramis Haeckel, но отличается от него меньшими размерами, более длинными и менее массивными иглами, меньшим количеством пор на полуэкваторе сферы.

Вид является руководящим для отложений сергеевской свиты верхнего эоцена на территории юго-восточной части Воронежской антеклизы.

Astrophacus Haeckel, 1881.

Тип рода Astrophacus asteriscus Haeckel, 1887, скелет состоит из одной внешней и двойной внутренней оболочек с многочисленными простыми радиальными иглами на краю диска.

Astrophacus tetraradialis Totschilina sp. nov.

Таблица II, рис. 2а, 2б.

Описание. Двояковыпуклый скелет с закругленным периферическим краем, от которого отходят четыре радиальные иглы. Иглы расположены в одной плоскости, под прямым

углом. У некоторых экземпляров данного вида в расположении игл наблюдается некоторое отклонение: иглы располагаются под острым углом друг к другу. Можно определить расположение игл как икс(X)-образное. Иглы длинные, со стержнем внутри, иногда завернуты в слабую спираль. Наружная оболочка пронизана порами, тесно и неправильно расположенными. Форма пор овально-округлая, округло-многоугольная, размер их варьирует в пределах от 16,5 до 24,2. Край пор простой и заканчивается возвышением стенки в виде шипика. На экваторе полусферы насчитывается до 12 пор. Двойная внутренняя оболочка присоединяется к внешней посредством тонких радиальных стержней, сконцентрированных двумя пучками (по 6 в каждом) в уплощенной части скелета. Но, кроме них, наблюдается еще четыре стержня, которые тянутся к четырем главным радиальным иглам. Поры первой внутренней оболочки имеют разную величину (5—8) и располагаются по 5—6 пор на экваторе полусферы. Вторая внутренняя оболочка (центральная) имеет форму сферического многогранника, от вершин которого отходят тонкие радиальные иголочки, посредством которых он присоединяется к первой внутренней оболочке. Поры центральной оболочки имеют многоугольную и многоугольно-округлую форму, количество их на полусфере 2—3.

Размеры. Диаметры внешней сферы 148 (наибольший) и 110 (наименьший), толщина стенки 8,25, длина игл 80—100, ширина их у основания 16, диаметр внутренней оболочки 49.5, диаметр пор 8, диаметр центральной сферы 27.

Данный вид имеет по внешнему виду сходство с Heliodiscus quadratus Clark and Campbell, но отличается от него более длинными радиальными иглами, вдвое большим диаметром пор, а также бóльшим количеством пор на экваторе полусферы.

Вид является руководящим для сергеевской свиты верхнего эоцена на территории юго-восточной части Воронежской антеклизы.

Astrophacus stellatus Totschilina sp. nov.
Таблица III, рис. 1а, 1б

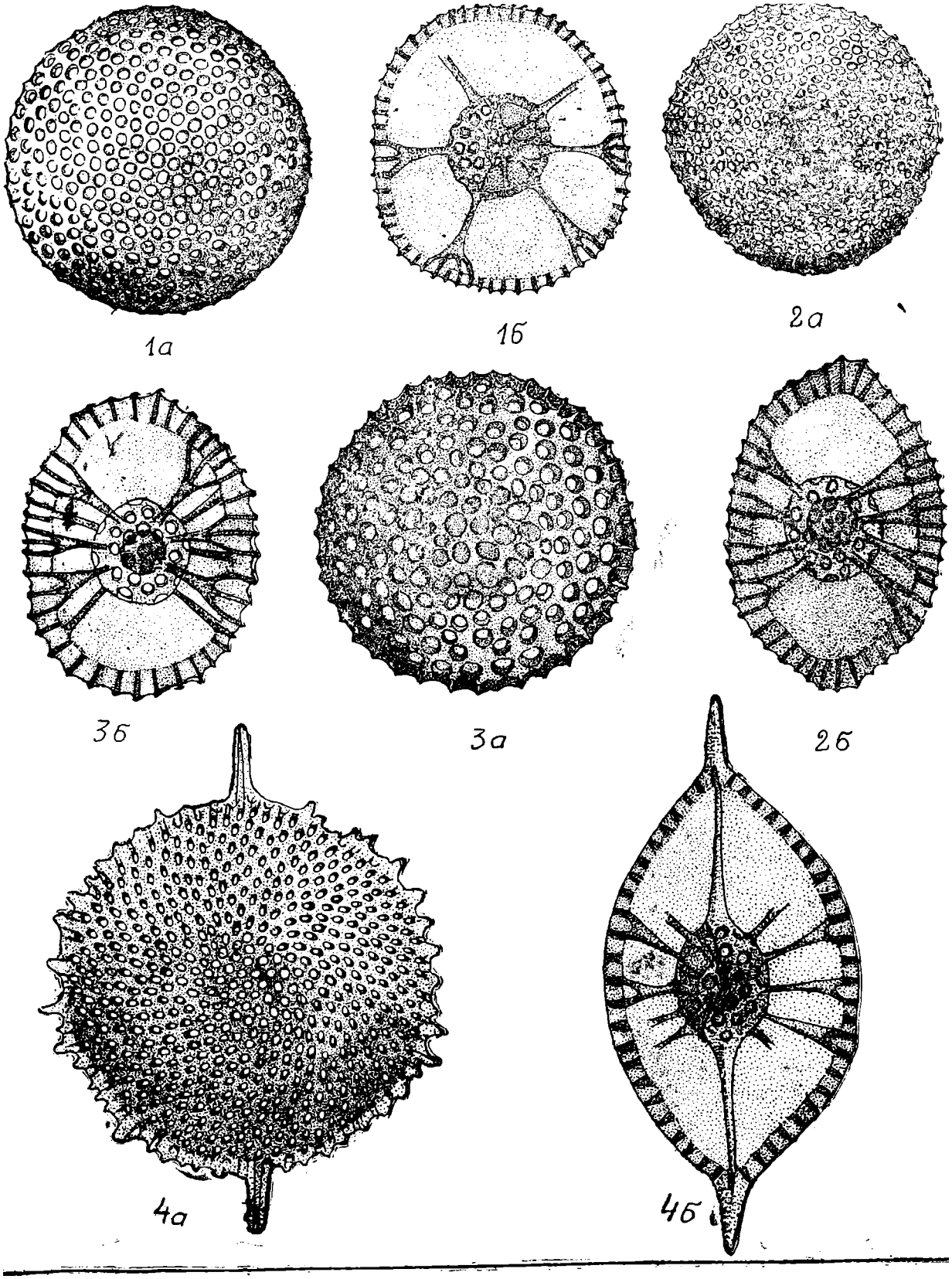
Описание. Двояковыпуклый скелет с закругленным периферическим краем, от которого отходят пять игл-лучей в виде звездочки. Иглы очень длинные, массивные, со стержнем внутри. На некоторых экземплярах иглы завернуты в слабую спираль. Наружная оболочка тонкостенная, хрупкая, пронизана порами, тесно прилегающими друг к другу. Форма пор разная — округлая, округло-многоугольная, расположение пор неправильное, величина тоже разная — от 11 до 16. На экваторе полусферы насчитывается 14—16 пор. Контур пор простой и заканчивается возвышением стенки в виде шипика. Двойная внутренняя оболочка присоединяется к внешней с помощью тонких стержней, сконцентрированных двумя пучками (по 6 в каждом) в уплощенной части скелета. В местах прикрепления стержни разветвляются. Оболочка первой внутренней сферы тонкая, пронизана порами округлой формы по 5 на экваторе ее полусферы. Вторая внутренняя оболочка имеет форму многогранника. От его вершин отходят тонкие перекладины, с помощью которых он присоединяется к внешней оболочке. На каждой стороне такого многогранника насчитывается по 2—3 поры, имеющих неправильную многоугольную форму.

Размеры. Диаметр наружной сферы 16[illegible] в области уплощения 128, длина игл 137—1[illegible] толщина стенки 10, диаметр внутренней сферы 55, диаметр ее пор 5,5, диаметр центральной сферы 27, диаметр пор 5,5. Astrophacus stellatus sp. n. имеет сходство по внешнему виду с Heliodiscus pentastericus Clark and Campbell, но отличается от него меньшими размерами, более длинными иглами и меньшим количеством пор на полуэкваторе сферы.

Данный вид является руководящим для сергеевской свиты верхнего эоцена на территории юго-восточной части Воронежской антеклизы.

Astrophacus hexaspinus Totschilina sp. nov.
Таблица III, рис. 2а, 2б

Описание. Двояковыпуклый линзовидный скелет с закругленным периферическим краем, от которого отходят шесть игл. Иглы практически делят полусферу на шесть равных секторов. Иглы массивные, длинные со стержнем внутри, почти прямые, но у некоторых экземпляров завернуты в очень слабую спираль. Поры наружной тонкостенной оболочки имеют округло-многоугольную форму и разную величину (14—16,5), тесно прилегают друг к другу. Край пор простой и заканчивается возвышением стенки в виде шипика. Расположение пор неправильное, их количество на экваторе полусферы 12—14. Двойная внутренняя оболочка присоединяется к внешней с помощью тонких радиальных стержней, сконцентрированных в виде двух пучков (по 8 в каждом) в уплощенной части скелета. В местах прикрепления стержень разветвлен на две, часто на три части. Оболочка первой внутренней сферы пронизана порами округло-многоугольной формы, количество которых на экв[illegible]



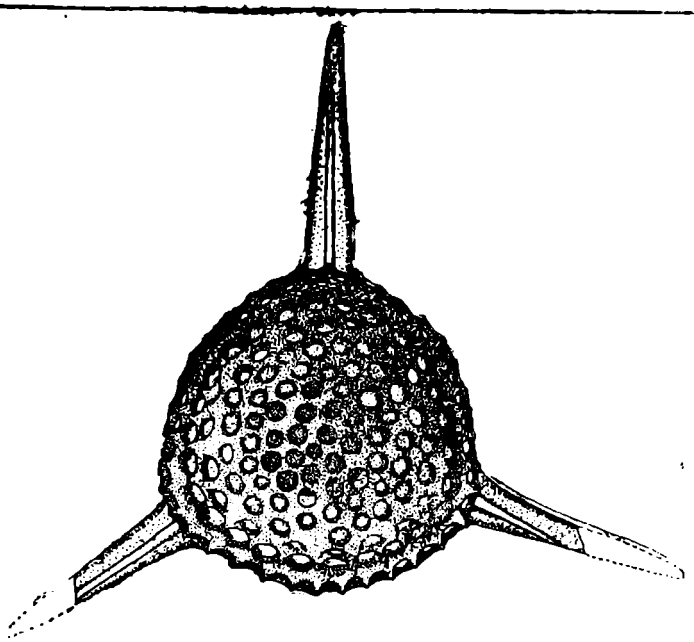
(×210)

1а, 1б. Thecosphaera compressa sp. nov. Голотип. Тишкинская свита, верхний эоцен. Воронежская область, Павловский район.

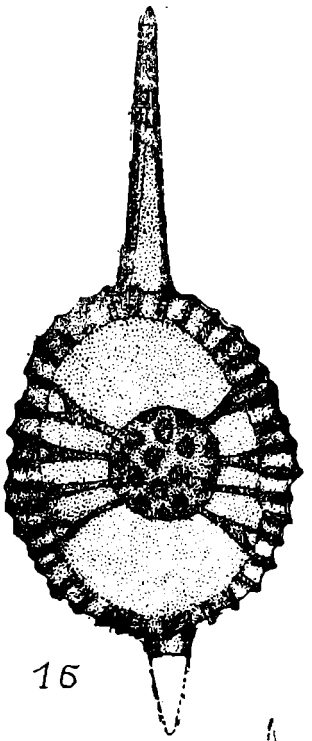
2а, 2б. Phacodiscus sonatus sp. nov. Голотип. Касьяновская свита, верхний эоцен. Воронежская область, Павловский район.

3а, 3б. Phacodiscus fragilis sp. nov. Голотип. Тишкинская и касьяновская свита, верхний эоцен. Воронежская область, Павловский район.

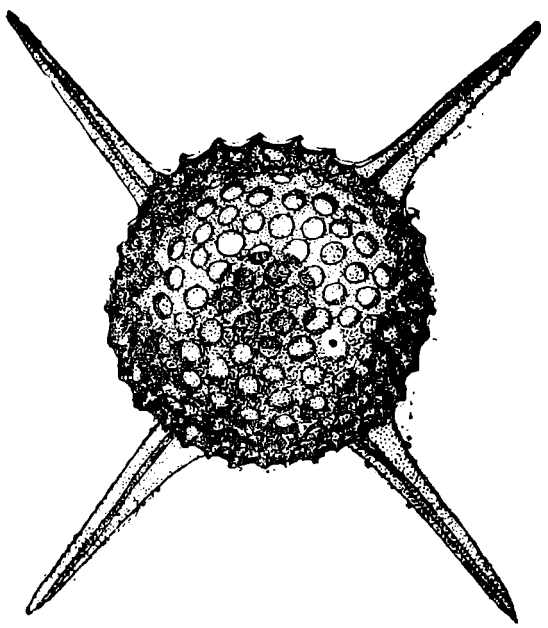
4а, 4б. Phacostylus bicornis sp. nov. Голотип. Шептуховская свита, нижний эоцен. Во-



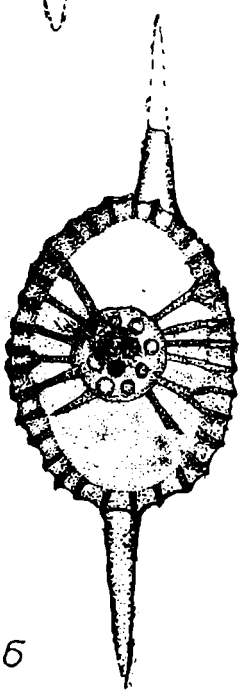
1а



1б



2а

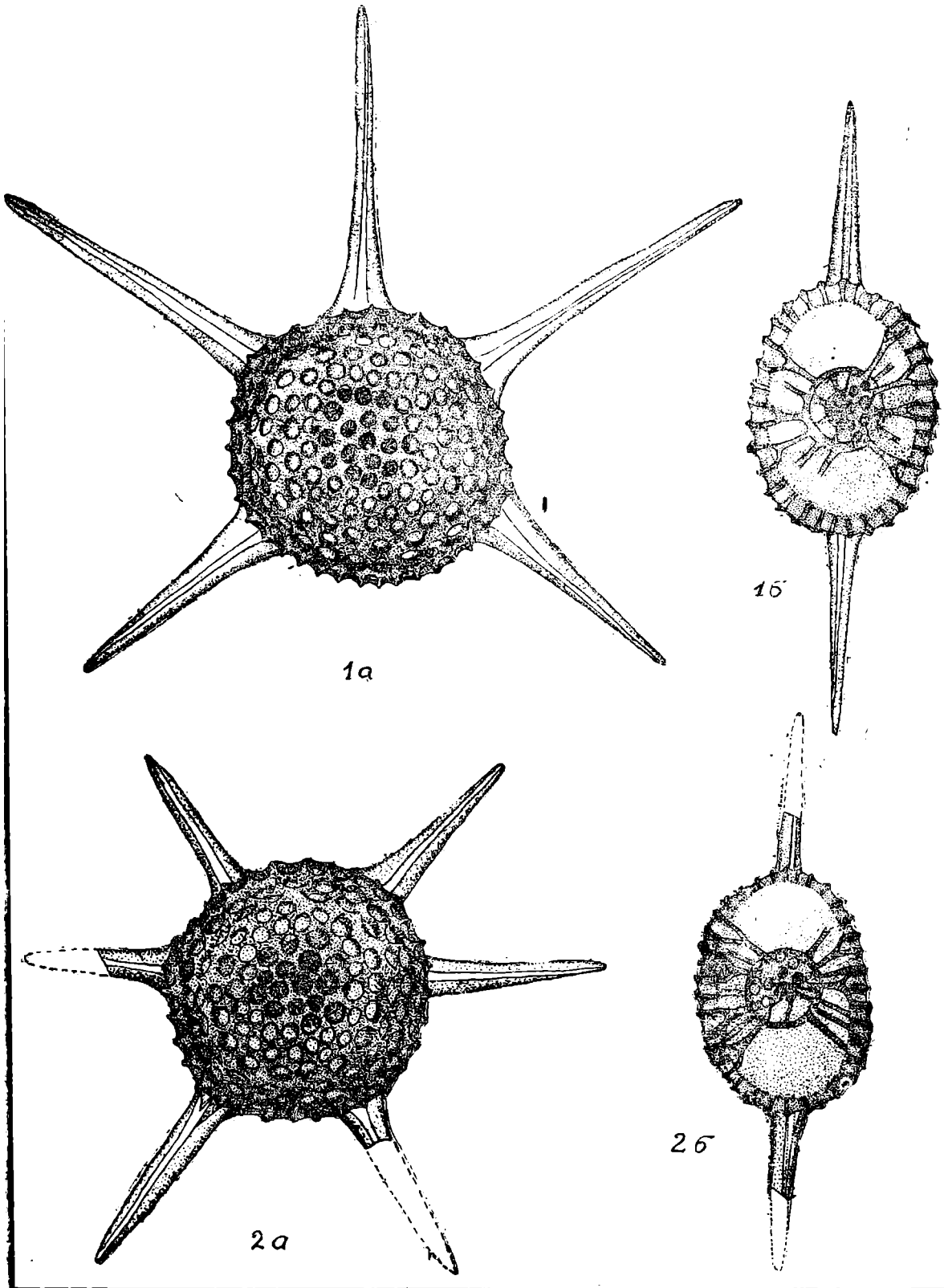


2б

(×210)

1а, 1б. Triactiscus triaculus sp. nov. Голотип. Сергеевская свита, верхний эоцен. Воронежская область, Павловский район.

2а, 2б. Astrophacus tetraradialis sp. nov. Голотип. Сергеевская свита, верхний эоцен. Воронежская область, Павловский район.



(×210)

1а, 1б. Astrophacus stellatus sp. nov. Голотип. Сергеевская свита, верхний эоцен. Воронежская область, Павловский район.

2а, 2б. Astrophacus hexaspinus sp. nov. Голотип. Сергеевская свита, верхний эоцен. Воронежская область, Павловский район.

торе полусферы равно 4—5. Центральная оболочка — в виде сферического многогранника. От его вершин отходят тонкие иголочки, посредством которых он присоединяется к первой внутренней сфере. Поры имеют многоугольную форму и расположены по 2—3 на полуэкваторе сферического многогранника.

Размеры. Диаметр скелета 165, длина игл 99—137, ширина их у основания 27,5, толщина стенки 9, диаметр внутренней сферы 44, размер пор 8, диаметр центральной сферы 16,5. Atsrophacus hexaspinus sp. n. по внеш му виду близок к Heliodiscus hexasteri Clark and Campbell, но отличается от н более длинными иглами, меньшим количе вом пор на полуэкваторе сферы и большим аметром их и более тонкой стенкой наружи оболочки.

Вид является руководящим для сергеевск свиты верхнего эоцена на территории ю восточной части Воронежской антеклизы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко Н. Н. Радиолярии палеоцена западной Кубани. «Вопросы геологии, бурения, эксплуатации скважин. Тр. ВНИИ», вып. XVII, Краснодар, 1958.
2. Борисенко Н. Н. Радиолярии кумской свиты западной Кубани. «Тр. ВНИИ», вып. I, Краснодар, 1959.
3. Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии, т. 1, 2. М., 1962.
4. Крашенинников В. А. Некоторые радиолярии нижнего и среднего эоцена Западного Предкавказья. «Тр. ВНИГНИ», вып. 16, 1960.
5. Липман Р. Х. Радиолярии эоцена Кызылкумов. «Тр. ВСЕГЕИ», вып. 1, Л., 1950.
6. Липман Р. Х. Материалы к изучению радиолярий палеогена западных районов Средней Азии. «Ежегодник Всесоюзн. палеонтолог. о-ва», т. XI, 1953.
7. Липман Р. Х., Романова В. П. Стратиграфическое расчленение меловых и палеогеновых отложений по Тюменской опорной скважине 1-Р на основании изучения микрофауны «Материалы ВСЕГЕИ, новая сери вып. 9, ч. II, Л., 1955.
8. Липман Р. Х. О стратиграфическом значении диолярий. «Материалы ВСЕГЕИ», сб. 8, Л., 1958.
9. «Общие проблемы стратиграфии и биостратиграф палеогена Тургая и Средней Азии», т. 102. Л., 1964.
10. Чедия Д. М. Обзор систематики радиоляр Душанбе, 1959.
11. Clark E. L. and Campbell A. S. Eocene Radio rian Faunas from the Mt. Diablo Area, California. «Bu Geol. Soc. Amer.», 39, 1942.
12. Clark E. L. and Campbell A. S. Radiola from the Kreyenhygen formation near Los Banos Calif nia. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 10, 1945.
13. Clark E. L. Miocene Radiolarian Faunas fro southern California. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 51, 1944.
14. Haeckel E. Report on the Radiolaria collected H. M. S. 2. «Challenge during the years 1873—1876». Re Sci. Result., Zoology, vol. 18, 1887.

В. П. ДЯДИН

ВГУ

К ВОПРОСУ О БИОНОМИИ НИЖНЕОКСФОРДСКОГО БАССЕЙНА ТЕРРИТОРИИ КМА

Нижнеоксфордский подъярус широко распространен на территории КМА к юго-востоку от линии Дмитриев-Льговский — Тим — Старый Оскол и залегает на размытой поверхности келловейских пород.

На основании литологического и фаунистического анализов толщи пород нижнего оксфорда установлено, что они представлены только морскими фациями.

К югу от городов Тим и Обоянь нижнеоксфордские отложения представлены сложной пачкой переслаивания, где сверху вниз прослежены:

1. Глины известковистые плотные неясно слоистые с фауной пелеципод — Pholadomya hemicardia Roem., Macrodon cf. pictum Mil., Pecten sp., Astarte sp., Pinna sp., Trigonia sp., аммонитов — Cardioceras cordatum (Sow.), C. rouilleri (Nik.), Perisphinctes chloroolithicus (Gümb.) Waag., гастропод — Alaria sp., Pleurotomaria münsteri Roem., P. buchi Orb., Nerinea sp. Мощность 3—6 *м*.

2. Известняки светло-серые, в прослоях песчано-глинистые, в верхней части с линзами известковистых песчаников с оолитами. Из фауны встречены Pleurotomaria münsteri Roem.,

Cardioceras zenaidae Ilov., Macrodon pictum Milasch. Мощность 0,3—2 *м*.

3. Глины зеленовато-серые песчанистые с редкими ядрами Perisphinctes chloroolithicus (Gümb.) Waag., Astarte sp., местами они переходят в темно-серые иловатые алевритистые с аллохтонными растительными остатками. Мощность 1,5—2 *м*.

4. Глины неслоистые с глауконитом и бурожелезняковыми оолитами, переходящие местами в глины известковистые тонкослоистые и алевропелиты неслоистые слюдистые известковистые. Здесь изредка встречаются Perisphinctes sp., Meleagrinella echinata (Sow.), Astarte sp. Мощность 0,4—1,5 *м*.

5. Песчаники светло-серые, известковистые местами переходят в мергель и известняк с Pleurotomaria buchi Orb., P. münsteri Sow., Perisphinctes chloroolithicus (Gümb.) Waag., Nautilus sp., Astarte sp., Nucula sp., со спикулами губок. Мощность 0,4—3,5 *м*.

6. Пески зеленовато-серые глинистые с глауконитом, в подошве с галькой и гравием. Из песков нами определены аммониты — Perisphinctes chloroolithicus (Gümb.) Waag., Cardioceras cordatum Sow., C. rouilleri Nik., пелециподы — Pleuromya ex gr. tellina Ag., Gresslya alduini (Fischer Waldheim), Pholadomya sp., Loripes ex gr. kostromensis Geras., Meleagrinella cf. echinata (Sow.), Lima cf. bonanomii Opt., Aucella cf. tenuistriata Lah., Astarte sauvagei Lor., Gryphaea dilatata Sow., Macrodon rouilleri (Lah.), Opis elongata Lah., Trigonia sp., гастроподы — Pleurotomaria sp., Nerinea sp., брахиоподы — Rhynchonella sp., Terebratula sp. Мощность 0,3—13 *м*.

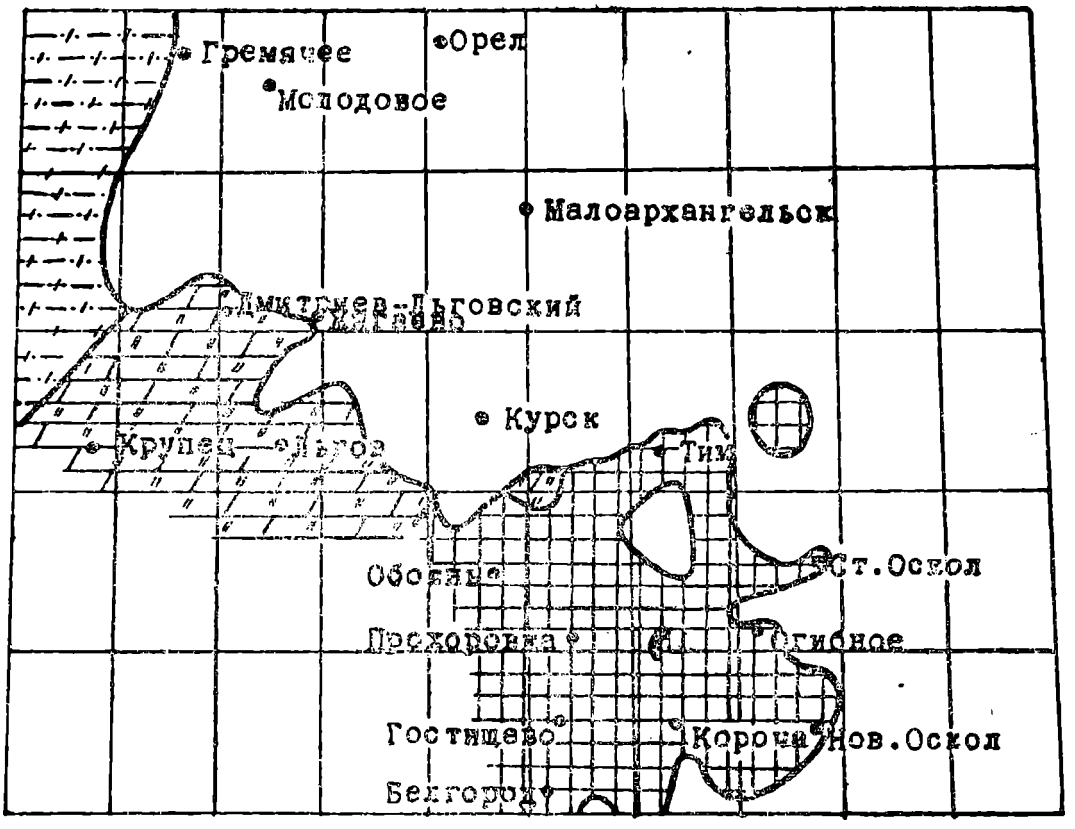
В горизонте песков (слой 6) встречено большое количество фосфатизированных ядер аммонитов, пелеципод, гастропод и брахиопод. Формы хорошей сохранности. Представители родов Pleuromya, Pholadomya, Gresslya часто ориентированы замком вверх со слегка приподнятым вверх задним концом, т. е. в прижизненной ориентировке. Представители родов Loripes, Gryphaea обычно находятся в горизонтальном положении. Сортировки раковин не наблюдается. Это может говорить о том, что фауна данного слоя погребена на месте своего обитания и является частью биоценоза описываемого участка моря. Аммониты являются случайными пришельцами из пелагиали и захоронены в отложениях посмертно.

Исходя из анализа фауны можно заключить, что горизонт песков данного района формировался в морском бассейне с нормальной солевостью. Большое количество в палеоценозе эпифауны и горизонтальная ориентировка раковин указывают на то, что глинисто-песчаный грунт был с плотным верхним слоем. Температура придонных и пелагических вод была теплой, на что указывает большое количество таких стенотермных теплолюбивых форм, как аммониты, устрицы. Присутствие в составе палеоценоза только стенооксибиотных форм, а также наличие глауконита свидетельствуют о нормальном газовом режиме и насыщенности вод кислородом. Можно предположить, что хорошая аэрация вод обусловлена довольно активной гидродинамикой. О небольшой глубине бассейна и незначительной его удаленности от берега можно судить по наличию в составе органических остатков мелководного палеоценоза и глауконита. Этому не противоречит и общий литологический состав пород данного слоя.

Вышележащие известковистые песчаники (слой 5), сменяющиеся местами мергелями и известняками, довольно бедны фауной. На основании литофациального анализа и палеоэкологических наблюдений можно установить, что эти отложения формировались в условиях открытого мелководья с часто меняющимся гидродинамическим режимом.

В участках моря, характеризующихся наиболее интенсивной гидродинамикой вод и наибольшей мелководностью, накапливаются известковистые пески; в участках же с более спокойной гидродинамикой и большей глубиной бассейна — мергели, глины и известковые илы. Здесь из-за сильного волнения водных масс, постоянного взмучивания и, возможно, частичного перемывания осадка жизнь донных организмов была весьма затруднена. Так, обращает на себя внимание почти полное отсутствие фауны пелеципод и весьма немногочисленная фауна гастропод. Они встречаются только в отдельных участках, что можно объяснить следующим образом: в отдельных, более углубленных местах между косами и перекатами создавались затишные зоны, где скоплялось достаточное количество органических остатков, служивших пищей для моллюсков, и где был более или менее плотный стабильный субстрат; там и создавались благоприятные условия для их обитания.

Во время формирования известковистых глин (слой 4), нередко обогащенных глауконитом и бурожелезняковыми оолитами, донная жизнь была весьма бедной (единичные представители фауны пелеципод). Наличие в осадке глауконита и бурожелезняковых оолитов свидетельствует о значительной мелководности бассейна, активной гидродинамике, близости береговой линии. Сильная подвижность воды, наличие течений приводили к неустойчивости, непостоянству грунта, к отсутствию значитель-



Схематический профиль соотношения отложений мелководной и относительно глубоководной зон моря

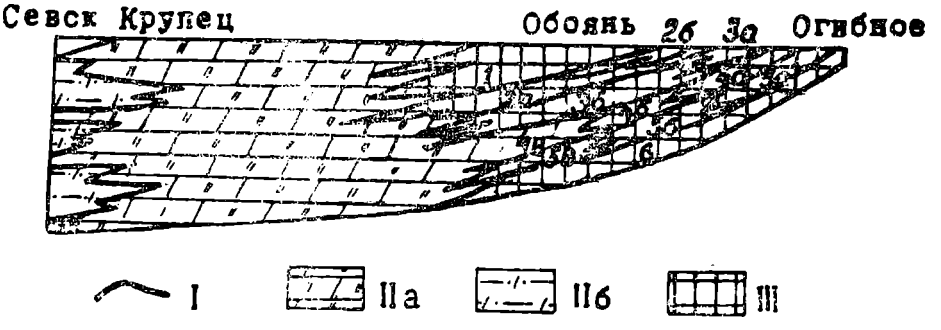


Рисунок. Палеогеографическая схема нижнеоксфордского времени территории КМА

I — граница отложений нижнего оксфорда; II а, б — район открытого моря с довольно спокойным, а местами и застойным гидродинамическим режимом: а — с алевропелитовым; б — с песчано-глинистым осадконакоплением; III — район открытого мелкого моря с песчано-известковистым осадконакоплением и часто меняющимся гидродинамическим режимом: 1 — глины известковистые; 2а — известняки, 2б — песчаники известково-оолитовые; 3а — глины темно-серые иловатые, 3б — глины зеленовато-серые песчанистые; 4а — глины с глауконитом и оолитами, 4б — глины известковистые, 4в — алевропелиты; 5а — песчаники известковистые, 5б — известняки, 5в — мергели; 6 — пески с глауконитом.

ого накопления продуктов питания, необхо-имых для жизнедеятельности моллюсков.

К северо-западу от г. Обояни глины сменяются известковистыми алевропелитами с чрезычайно малой плотностью популяций фауны, бедным видовым составом и мелкорослостью особей. Угнетенный облик фауны объясняется, возможно, очень плохой аэрацией придонных слоев воды и вязкими карбонатно-глинистыми грунтами.

В период накопления вышележащих глин слой 3) и песчано-глинистых карбонатных осадков, местами обогащенных оолитами слой 2), существовала фауна пелеципод и астропод, что свидетельствовало о более благоприятных условиях для развития донной жизни. Литологический состав слоя и характер фауны указывают на мелководный режим морского бассейна с нормальной соленостью, с достаточно хорошей аэрацией и активной гидродинамикой вод. Незначительная плотность популяций обусловлена наличием сильно подвижного субстрата, затруднявшего развитие донной жизни.

Перекрывающие пачку известняков глины (слой 1) содержат довольно богатый комплекс фауны, представленной пелециподами, гастроподами и аммонитами. Анализ палеоценоза дает нам основание считать, что эти глины формировались в морском мелководном бассейне с нормальной соленостью, достаточной аэрацией вод и умеренно подвижным гидродинамическим режимом. Небольшая плотность популяций обусловлена сильно илистым субстратом, который был малопригодным для жизни эпифауны.

Описанный комплекс осадков, несмотря на пестроту литологического состава, обусловившую распределение отдельных донных ассоциаций и различия в их составе, характеризует район открытого мелкого моря с песчано-известковистым осадконакоплением и часто меняющимся гидродинамическим режимом (см. рисунок).

К северо-западу от г. Обояни нижнеоксфордский подъярус характеризуется однообразным литологическим составом и представлен алевропелитами неслоистыми слюдистыми известковистыми с ходами илоедов, заполненными более темным алевропелитом. В толще встречены спикулы губок, одиночные пелециподы — Pholadomya hemicardia Roem., Goniomya sp., аммониты — Cardioceras sp., Aspidoceras ex gr. perarmatum Sow., Rasenia stephanoides (Opp.). Из микрофауны встречены Spirophthalmidium birmenstorfensis Paalzow, Epistomina uhligi Mjatl. (определение В. Н. Преображенской). Мощность 1,5—34 *м*, в среднем — 15 *м*.

На основании палеоэкологического анализа можно предположить, что отложения эти формировались в районе открытого, относительно глубокого моря с довольно спокойным, а местами, возможно, и с застойным гидродинамическим режимом (см. рисунок). Малая плотность популяций, мелкорослость особей, бедность видового состава объясняются весьма слабой аэрацией придонных вод, сравнительно большими глубинами, вязкими карбонатными грунтами.

В юго-восточной части Брянской области алевропелиты фациально замещаются глинами песчано-алевритистыми с тем же комплексом фауны, что и в алевропелитах, но с еще меньшей плотностью популяций.

Имеющиеся наблюдения позволяют сделать следующие выводы.

1. В нижнеоксфордском бассейне территории КМА дифференциация биономических условий и фаунистических группировок наиболее отчетливо проявилась на участках, тяготеющих к мелководью.

2. В относительно глубоководной зоне бассейна биономические условия и фаунистические группировки отличались постоянством и однообразием.

3. Основными факторами, определявшими границы биономических районов и фаунистических группировок, были глубины, динамика водных масс и характер грунтов.

Анализ фациального состава нижнеоксфордских отложений территории КМА указывает на ряд колебательных движений земной коры, приводивших к смене различных сублиторальных и неритовых фаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дерюгин К. М. Фауна Белого моря и условия ее существования. «Исслед. морей СССР», 1928, № 7-8.

2. Мерклин Р. Л. Пластинчатожаберные спириалиевых глин, их среда и жизнь. «Тр. ПИН АН СССР», т. 28, Л., 1950.

3. Ремизов И. Н. и Макридин В. П. О фациях верхнеюрских отложений горы Кременец у г. Изюма. Бюлл. Московск. о-ва испыт. природы, отд. геол.», т. XXVII (6), 1952.

4. Семенова Е. П. Некоторые данные по биостратиграфии и экологии фауны палеоценовых отложений бассейна р. Чира. «Тр. Воронежск. гос. ун-та», т. 39, Воронеж, 1955.

5. Семенова Е. П. К условиям захоронения и обитания фауны палеоценовых отложений бассейна р. Мышковой. «Тр. Воронежск. гос. ун-та», т. 48, Воронеж, 1957.

Л. Г. РАСКАТОВА

ВГУ

СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ РУДКИНСКОГО ГОРИЗОНТА ФРАНСКОГО ЯРУСА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ДЕВОНСКОГО ПОЛЯ

Рудкинский горизонт впервые выделен и фаунистически обоснован А. И. Ляшенко [2] в 1950—1951 гг. Название горизонта дано им по с. Рудкино на Дону, где имеется естественный выход этого горизонта. До этого отложения рудкинского горизонта не выделялись, а рассматривались как нижняя часть семилукского горизонта. На возможность выделения нижней части семилукского горизонта в самостоятельный горизонт ранее указывалось Д. В. Наливкиным и В. Н. Крестовниковым.

В районе с. Рудкино на правом берегу Дона рудкинские отложения представлены пепельно-серыми и темно-серыми глинами с прослоями зеленовато-серых органогенных и органогенно-обломочных или глинистых известняков. Мощность горизонта 8 *м*.

Отложения рудкинского горизонта широко развиты как в пределах Центрального девонского поля, так и на территории центральных областей Русской платформы. Рудкинские отложения, развитые в юго-восточной части Центрального девонского поля, представлены пепельно-серыми и темно-серыми плотными известковистыми глинами с прослоями зеленовато-серых органогенных или глинистых известняков. Мощность горизонта 5—15 *м*. На территории центральных областей Русской платформы мощность данного горизонта местами достигает 40 *м*. По данным М. Ф. Филипповой и других исследователей [5], рудкинские отложения центральных областей Русской платформы имеют значительные изменения литологического состава.

Породы рудкинского горизонта содержат богатую и разнообразную макрофауну, микрофауну и споры. Отсюда А. И. Ляшенко определены следующие брахиоподы: Dalmanella wenjukovi Ljasch., Douvillina aronovae Ljasch., Stropheodonta tenuistriata Ljasch. Leiorhynchus rudkini Ljasch., L. biplicatus Nal., L. guabricostatus Van., Cyrtospirifer schelonicus Nal., C. rudkinensis Ljasch.

С 1961 г. сотрудниками спорово-пыльцевой лаборатории Воронежского университета проводится изучение спорово-пыльцевых комплексов, выделенных из рудкинских отложений, которые вскрыты рядом скважин на севере Воронежской области. Это скв. 362 — Русская Гвоздевка, скв. 332 — северо-восточнее с. Сомово, скв. 318 — восточнее с. Подгорное, скв. 200 — южнее Новой Усмани, скв. 201 — севернее с. Губарево, скв. 208 — юго-восточнее с. Подпольное, скв. 303 — северо-западная окраина г. Воронежа. На юге Воронежской области в изученных нами разрезах рудкинские отложения не обнаружены.

Одновременно с изучением спор и пыльцы из рудкинских отложений В. Н. Преображенской и М. К. Ткач из тех же скважин отобрана и определена макро- и микрофауна, указывающая на рудкинский возраст данных отложений. Для этого горизонта наиболее характерны следующие остракоды: Tetracornella schelonica Zasp., T. glebovskaja var. subzovensis Zasp., Indivisia indistincta Gleb. et Zasp., Acratia gassanovae Egor., Ellesmerina philippovae Egor., Acratia gibba Gleb. et Zasp., Uchtonia elongata Gleb. et Zasp., Subtella latimarginata Gleb. et Zasp.

В результате палинологических исследований установлено, что споровый комплекс рудкинского горизонта характеризуется спорами мелких (20—40 *мк*) и средних (40—60 *мк*) размеров. Пыльца голосеменных типа кордаитов встречена в виде единичных зерен лишь в одном образце (скв. 200 — южнее Новой Усмани).

В комплексе широко развиты споры с плотным перисporием подгруппы Archaeozonotriletes Naum., содержание которых в ряде образцов составляет до 50% и более. Доминирующее значение в данной подгруппе имеет вид Archaeozonotriletes variabilis Naum. с рядом вариететов.

Споры с округлыми очертаниями, тонкой экзиной, простой скульптурой, со складками смятия, принадлежащие подгруппам Leiotriletes Naum., Trachytriletes Naum., имеют значительное развитие. Споры с пленчатым перисporием подгруппы Hymenozonotriletes Naum. чаще всего представлены видом H. donensis sp. nov., их содержание составляет от 10 до 30%.

Споры с хорошо выраженной ареа подгруппы Retusotriletes Naum. обычно представлены видами: Retusotriletes simplex Naum., R. communis Naum., R. Pychovii Naum.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

Докембрийский фундамент

И. Н. Леоненко. Проблемы изучения Воронежской антеклизы и перспективы открытия новых месторождений минерального сырья 7
М. С. Точилин. Металлогения щитов и задачи изучения докембрия Воронежской антеклизы 13
В. Д. Полищук. Стратиграфия докембрия КМА и задачи по дальнейшему ее изучению в связи с составлением металлогенической и прогнозных карт 16
Ю. С. Зайцев. Михайловская серия Белгородского железорудного района и некоторые вопросы стратиграфии докембрия Воронежской антеклизы . 21
Н. А. Плаксенко. Главнейшие закономерности образования докембрийских железисто-кремнистых формаций (на примере КМА, Кривого Рога и других районов) и задачи их дальнейшего изучения 28
Н. И. Голивкин. Тектоно-магматические циклы и металлогенические эпохи КМА 37
В. Д. Полищук, В. И. Полищук. Основные и ультраосновные интрузивные породы докембрия Воронежской антеклизы и перспективы поисков связанных с ними полезных ископаемых 42
О. И. Египко. К вопросу о возрасте, генезисе и металлоносности докембрийских гранитоидов юго-восточной части Воронежской антеклизы . . . 50
Н. А. Плаксенко, И. К. Коваль. Некоторые результаты изучения геохимии элементов-примесей в железисто-кремнистых породах Курской магнитной аномалии 56
И. К. Коваль. О закономерностях в распределении элементов-примесей в породах железорудной формации Яковлевского месторождения Курской магнитной аномалии 62
Н. М. Чернышов, С. П. Молотков. Некоторые особенности сульфидных медно-никелевых рудопроявлений юго-восточной части Воронежской антеклизы 67
Н. М. Чернышов, С. П. Молотков, С. М. Фролов. Некоторые минералого-петрографические особенности ультраосновных пород юго-восточной части Воронежской антеклизы 77
Н. А. Плаксенко, Л. П. Грибков, В. А. Тулупов. К стратиграфии докембрия юга Воронежской области 86
М. В. Усков, Г. И. Лебедько. Геолого-петрографическая характеристика докембрийского фундамента юго-восточного склона Воронежской антеклизы 94
В. А. Тулупов, Л. П. Грибков. Некоторые итоги изучения стратиграфии и вещественного состава сланцев и гнейсов докембрия Воронежской антеклизы и распределения в них акцессорных минералов 100
В. В. Пожидаев, Г. А. Бехтле, А. А. Илларионов. Окисленные железистые кварциты Лебединского и Михайловского месторождений КМА и использование их в качестве металлургического сырья 105
В. Н. Гусельников. О перспективах флюоритоносности Воронежской антеклизы 109
Н. А. Плаксенко, В. А. Тулупов. К вопросу о природе железорудных минералов из железистых кварцитов докембрия 111
Д. В. Полферов. О методике скважинных поисков сульфидных руд в докембрийском основании Воронежской антеклизы 114
Н. А. Плаксенко, В. А. Тулупов, И. Н. Щёголев. О седимента-

ционной ритмичности в метаморфических породах, кроющих толщу железистых кварцитов Курской магнитной аномалии 116
Э. П. Изверков. Задачи рудничной геологии при отработке месторождений Курской магнитной аномалии 119
И. П. Калинин. Структура Михайловско-Новоялтинской синклинальной зоны КМА 123
Г. И. Раскатов, В. В. Шишов, В. Ф. Лукьянов. О соотношении тектонических структур фундамента и чехла в юго-восточной части Воронежской антеклизы 127
А. В. Плеско. Некоторые закономерности распределения таллия в пределах рудного поля 136

Осадочный чехол

В. П. Семенов. О границе верхнего мела и палеогена на территории Воронежской антеклизы 143
Н. П. Хожайнов, В. И. Беляев, Г. И. Первушина. Литологические и фациальные особенности кластогенно-глинистых формаций апта, альба и сеномана восточной части Воронежской антеклизы в связи с поисками полезных ископаемых 169
Б. В. Аскоченский. О возможном генезисе и некоторых закономерностях распространения белых пластовых фосфоритов «хоперского горизонта» в районе Калачской возвышенности 175
Б. Н. Одокий. Распространение, генезис и перспективы поисков бокситов в пределах Воронежской антеклизы 180
М. Н. Грищенко, Г. В. Холмовой. К истории геологического развития территории центрально-черноземных областей в неогене 184
Н. П. Хожаинов, С. Т. Акаемов. О палеогеографических условиях формирования отложений нижнего карбона в связи с генезисом бокситов на территории Курской магнитной аномалии 190
В. М. Дадыкин. Стратиграфия и основные генетические типы покровных отложений бассейна Верхнего Дона 199
Коваль С. А. Результаты литологического исследования нижневолжских и неокомских отложений территории КМА 203
Б. Н. Одокий, В. Н. Бунеев, В. И. Беляева. Проявление верхнедевонского вулканизма на юге Воронежской области 208
Г. В. Холмовой. Некоторые результаты изучения аллювия кривоборской свиты 212
Б. Н. Одокий, В. Г. Семкин. Силикатный карст в Белгородском железорудном районе КМА 218
В. И. Сиротин. Турмалин в латеритной коре выветривания КМА . 223
С. А. Коваль. Железистые оолиты валанжинского яруса территории КМА 226
Н. П. Хожаинов, А. Д. Савко, С. Т. Акаемов. Коры выветривания на основных породах юго-восточной части Воронежской антеклизы . . 232
Г. И. Раскатов. Итоги и перспективы изучения геоморфологии, неотектоники и некоторых вопросов тектоники чехла и фундамента Воронежской антеклизы 238
Ю. И. Иосифова. Морские миоценовые отложения на территории Окско-Донской равнины 243
Г. И. Раскатов. Принципы построения мелкомасштабной геоморфологической карты территории КМА 247
Р. В. Красненков. О возрасте и глубине мелового карста на северо-западе Воронежской области 252
Г. В. Лаврова. Верхнемеловые, альбские и аптские отложения территории Курских магнитных аномалий 253
В. Н. Преображенская. Условия существования и захоронения фораминифер и остракод в юрское и нижнемеловое время на территории ЦЧО 261
Л. Г. Раскатова. О возрасте песчано-каолиновой «мамонской толщи» юго-восточного склона Воронежской антеклизы по данным спорово-пыльцевого анализа 272
С. В. Точилина. Некоторые радиолярии палеогеновых отложений юго-восточной части Воронежской антеклизы 282
В. П. Дядин. К вопросу о биономии нижнеоксфордского бассейна территории КМА 290
Л. Г. Раскатова. Спорово-пыльцевые комплексы рудкинского горизонта франского яруса юго-восточной части центрального девонского поля . 294
Б. Н. Смирнов. Гидрогеологическое и инженерно-геологическое районирование территории Воронежской антеклизы 298
И. Я. Фурман. Воздействие на водоносные пласты с целью повышения водоотдачи и после завершения бурения скважин 302

Л. И. Четвериков. Универсальный принцип симметрии П. Кюри применительно к геометрии генезиса тел полезных ископаемых 310

Геофизика

В. И. Павловский. Результаты и задачи дальнейшего изучения Воронежской антеклизы геофизическими методами 327
В. В. Копаев, В. И. Павловский. Некоторые данные о строении верхней части докембрийского фундамента Воронежской антеклизы по результатам геофизических исследований 332
Н. С. Афанасьев, В. И. Павловский. Физические свойства основных и ультраосновных пород кристаллического фундамента юго-восточной части Воронежской антеклизы 337
А. С. Матросов, В. И. Павловский. Комплекс геофизических исследований при поисках сульфидных руд никеля на площади Воронежской антеклизы 343
А. С. Матросов, Б. Н. Одокий, В. И. Павловский. Комплекс геофизических исследований, намечаемых для поисков бокситов на территории Воронежской антеклизы 348
И. А. Жаворонкин. Основные результаты геофизических исследований в Старооскольском и Новооскольском железорудных районах КМА . . 350
В. В. Копаев, А. А. Любимов. Геологическое строение кристаллического фундамента центрального района КМА (Истобнянско-Медвенский и Курско-Бесединский участки) по геофизическим данным 359
Е. Б. Серебряков. О геологических результатах геофизических работ в Михайловском железорудном районе КМА 365
И. И. Кривцов, В. И. Павловский. Геологическое строение докембрия района Павловских аномалий по результатам комплексных среднемасштабных геофизических исследований 370

ТРУДЫ ТРЕТЬЕГО СОВЕЩАНИЯ
ПО ПРОБЛЕМАМ ИЗУЧЕНИЯ
ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Редакторы издательства С. А. Гурщенко, Л. Н. Рыбникова
Технический редактор Ю. А. Фосс
Корректор О. П. Шишова

ЛЕ00371. Подп. в печ. 24.III 1966 г. Форм. бум. 84×108$^{1}/_{16}$. Печ. л. 23,75+5 вклеек.
Уч.-изд. л. 41,4. Тираж 1500. Заказ 9383. Цена 3 руб.

Издательство Воронежского университета,
Воронеж, ул. Пушкинская, 3.

Типография издательства «Коммуна»,
Воронеж, пр. Революции, 39.